

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)

Andrzej Karol TEISSEYRE

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

SPIS TREŚCI

| | |
|---|-----|
| Wykaz symboli | 113 |
| Wprowadzenie – problem mad w Sudetach | 115 |
| System fluwialny dolin sudeckich | 118 |
| Zarys hydrodynamiki strefy pozakorytowej | 125 |
| Mechanizm depozycji osadów pozakorytowych | 154 |
| Wnioski | 157 |
| Literatura | 160 |
| Summary | 167 |

STRESZCZENIE. Użytkowane rolniczo doliny rzek sudeckich są prawie wszędzie wyścielone pokrywą drobnoziarnistych, kohezyjnych utworów aluwialnych rozwiniętych jako mady. Stan rozpoznania mad w Sudetach jest znikomy, mają one natomiast duże znaczenie praktyczne i są bardzo interesujące dla wielu dyscyplin naukowych, jak geologia, geomorfologia, gleboznawstwo, archeologia i nauki pomocnicze historii. Jest bowiem prawdopodobne, że mady sudeckie są utworem antropogenicznym i reprezentują okres historyczny (młodszy subatlantyk). Rozwój mad sudeckich, jak się wydaje, łączy się z zasiedleniem gór, ich częściowym wylesieniem oraz wzięciem pod uprawę stoków w obrębie pięter pogórza i dolnej części regla dolnego, do wysokości ok. 600 m n.p.m.

W artykule niniejszym przedstawiono nową klasyfikację rzek sudeckich. Za Schummem wśród jednokorytowych systemów rzecznych wyróżniono rzeki proste, kręte, meandrujące i roztokowe. W kategorii wielokorytowych systemów rzecznych występują w Sudetach rzeki anastomozujące i dystrybucyjne systemy koryt rzecznych na stożkach napływowych. Roztoki występują obecnie w Sudetach tylko lokalnie (głównie powyżej dolnej, sztucznej granicy lasu), natomiast dystrybucyjne systemy stożków napływowych pojawiają się jedynie okresowo (po katastrofalnych powodziach). Z rzekami tymi związane są zwirowe lub piaszczyste równiny aluwialne. Rzeki proste, kręte, meandrujące i anastomozujące

spotykamy najczęściej w dolinach wylesionych; są one związane z madowymi równinami aluwialnymi. W środowisku rzecznych dolin sudeckich autor wyróżnia dwa podśrodowiska: strefy korytowej i strefy pozakorytowej. Na podśrodowisko strefy pozakorytowej składają się dwie grupy mezośrodowisk: grupa mezośrodowisk naturalnego wału brzegowego oraz grupa mezośrodowisk zawala (ang. backland). W każdej z tych grup autor wyróżnia po pięć mezośrodowisk i bliżej nieokreśloną liczbę mikrośrodowisk. Podziałowi środowiskowemu odpowiada analogiczny podział facjalny osadów pozakorytowych.

Na podstawie danych z literatury i wyników badań własnych przedstawiono zarys hydrodynamiki strefy pozakorytowej ze zwróceniem szczególnej uwagi na te zjawiska i teorie hydrauliczne, które mają podstawowe znaczenie dla badacza procesów i osadów pozakorytowych. Dużo uwagi poświęcono fizyce transportu zawiesiny. Wykazano, że osady pozakorytowe z madami włącznie nie są jedynie wynikiem przyrastania pionowego, choć ten typ przyrastania zdecydowanie przeważa w strefie pozakorytowej. Oprócz przyrastania pionowego osady pozakorytowe mogą powstawać w wyniku przyrastania czołowego, boczowego, wstecznego i złożonego. Wskazano na konieczność podjęcia w Sudetach systematycznych badań nad przepływami powodziowymi, co wymaga zainstalowania nowoczesnych zautomatyzowanych posterunków kontrolno-pomiarowych.

WYKAZ SYMBOLI – LIST OF SYMBOLS

A – pole przekroju przepływowego, m²
cross-sectional area of flow

a – poziom porównawczy w pobliżu dna
reference level near bed

| | | | |
|-----------|---|----------------|---|
| C | – współczynnik oporu de Chézy; koncentracja zawiesiny; stała de Chézy coefficient; suspended sediment concentration; constant | U | – prędkość pionowa, m/s velocity in vertical direction |
| CSF | – bezwymiarowy parametr kształtu koryta w/d_{max} dimensionless parameter of channel shape | V | – prędkość przepływu, m/s flow velocity |
| C_{ssa} | – koncentracja zawiesiny na poziomie porównawczym y_a nad dnem suspended sediment concentration at reference level y_a above bed | V^* | – prędkość ścinania, m/s shear velocity |
| C_{ssy} | – koncentracja zawiesiny na poziomie y nad dnem suspended sediment concentration at level y above bed | V_s | – prędkość opadania ziarn w wodzie, m/s fall velocity of grains in water |
| d | – głębokość przepływu, m flow depth | V_{λ} | – prędkość w kierunku osi koryta, m/s velocity in direction of motion |
| D | – średnica ziarna, m grain diameter | w | – szerokość koryta, m channel width |
| Fr | – liczba podobieństwa Froude'a Froude number | x | – współrzędna równoległa do średniego kierunku przepływu distance in direction of flow |
| g | – przyspieszenie ziemskie, m/s ² acceleration due to gravity | y | – odległość od dna, m normal elevation above bed |
| i_B | – udział obciążenia dennego w danej klasie wielkości ziarna fraction of bed load in a particular size | y_a | – odległość od dna do poziomu porównawczego a , m normal elevation of reference level a above bed |
| k | – współczynnik proporcjonalności proportionality factor | z | – współrzędna prostopadła do x i y ; wykładnik potęgowy co-ordinate perpendicular to x and y ; exponent |
| k_s | – wysokość elementów szorstkich, m height of roughness elements | β | – stała constant |
| n | – współczynnik oporu Manninga Manning's resistance coefficient | β_s | – kąt nachylenia dna strumienia angle of inclination of stream's bed |
| P | – krętość rzeki channel sinuosity | γ | – ciężar właściwy kG/m ³ specific weight |
| Q | – objętościowe natężenie przepływu, m ³ /s discharge | δ_{sub} | – grubość podwarstwy laminarnej thickness of laminar sub-boundary layer |
| q | – jednostkowe natężenie przepływu discharge per unit width | Θ | – bezwymiarowy parametr naprężenia ścinającego dimensionless shear stress |
| q_B | – jednostkowe natężenie przepływu obciążenia dennego bed-load discharge per unit width | κ | – stała von Kármána von Kármán constant |
| q_{ss} | – jednostkowe natężenie przepływu obciążenia zawiesinowego suspended-load discharge per unit width | μ | – współczynnik lepkości dynamicznej dynamic viscosity |
| R | – promień hydrauliczny, m hydraulic radius | ν | – współczynnik lepkości kinematycznej kinematic viscosity |
| Re | – liczba podobieństwa Reynoldsa Reynolds number | ρ_s | – gęstość osadu, sediment density |
| Re^* | – ziarnowa liczba Reynoldsa grain Reynolds number | ρ | – gęstość wody water density |
| S | – spadek hydrauliczny, m/m hydraulic slope | τ | – naprężenie ścinające, kG/m ² shear stress |
| t | – czas time | τ'_0 | – naprężenie ścinające wynikające wyłącznie z oporów ziarn, kG/m ² shear stress due to grain resistance alone |
| | | τ_c | – krytyczne naprężenie ścinające, kG/m ² critical shear stress |

WPROWADZENIE – PROBLEM MAD W SUDETACH

Mente et instrumento

W rolniczym krajobrazie Sudetów prawie wszystkie doliny płaskodenne są dziś wyścielone pokrywami kohezyjnych osadów drobnoziarnistych rozwiniętych najczęściej jako gliny lub gliny piaszczyste (pl. I, II; A. K. Teisseyre 1977a). Miąższość tych utworów waha się od kilku decymetrów do kilku metrów. Pokrywa glin aluwialnych jest właściwa dolinom całego piętra pogórza i dolnej części regła dolnego, przeciętnie do wysokości ok. 600 m n.p.m. (fig. 1). Dopiero powyżej dolnej granicy lasu, która w ostatnim tysiącleciu ukształtowała się w Sudetach na wysokości 500-600 m n.p.m., stwierdzamy w dolinach płaskodennych zanik glin na korzyść rumoszy i druzgotów, z reguły zaglinionych lub zapiaszczonych.

Glin brak także w dolinach wciosowych oraz w niektórych przełomach, gdzie zastępują je osady piaszczyste i żwirowe.

Doliny rzeczne stanowiły od najdawniejszych czasów główne szlaki umożliwiające przekraczanie gór, a w średniowieczu stały się arteriami, wzdłuż których osadnictwo przenikało stopniowo w coraz wyższe partie Sudetów (*Historia Śląska* 1960; Kaletyn 1979). Ukształtowane w średniowieczu osadnictwo trwa z niewielkimi stosunkowo zmianami do dnia dzisiejszego. W Sudetach większość miast i osiedli leży w kotlinach i dolinach rzecznych, dolinami biegną główne linie komunikacyjne, w dolinach rozwinęły się największe zakłady przemysłowe, w dolinach w końcu wystę-

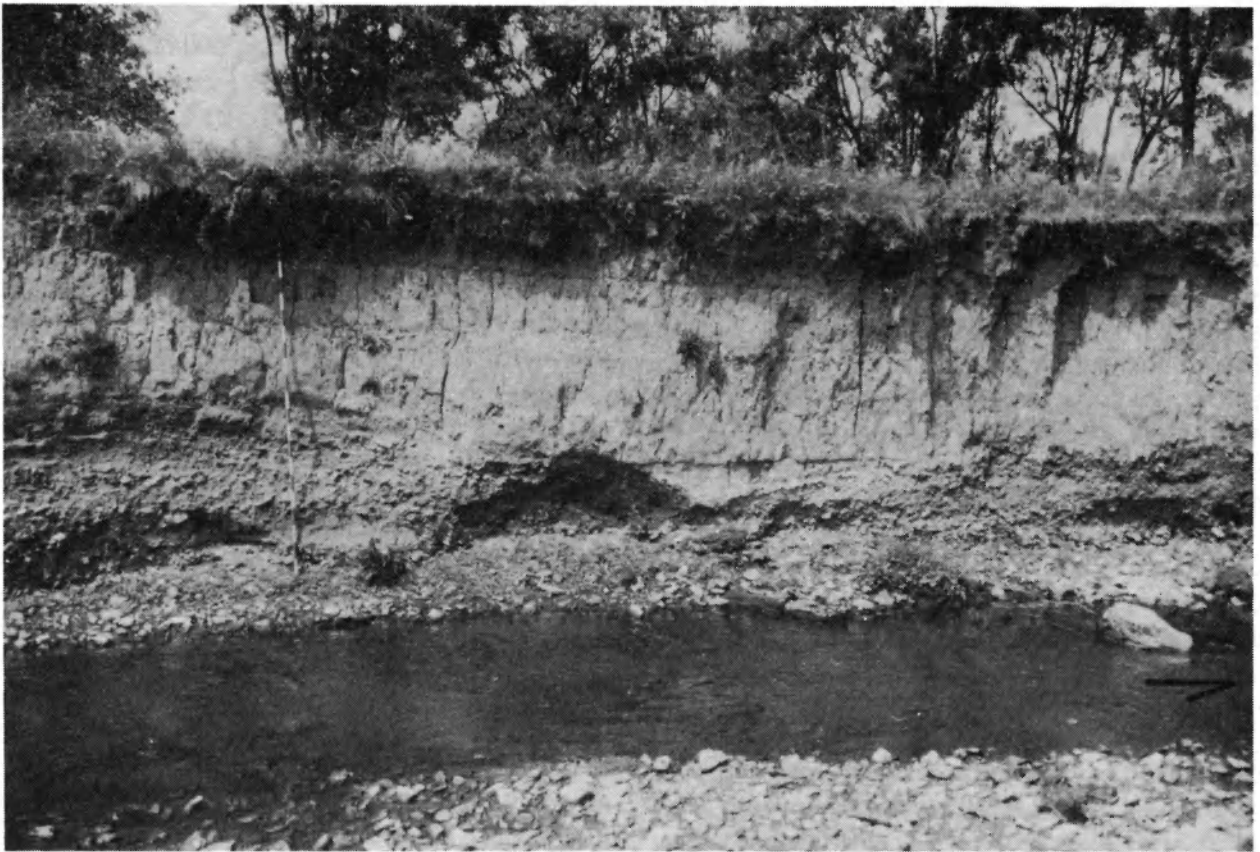


Fig. 1. Odslonięcie mad w podcinanym brzegu Leska. Czarny Bór (punkt 6 na figurze 2). W ścianie widoczne są od dołu: żwiry łach meandrowych (łachy ponadplatformowe) rozwinięte jako pokrywy żwirowe, odsypy przelewowe i grzbiety żwirowe (ang. ridges). Między grzbietami występują lokalnie piaski, muły i drobne żwiry zagłębień międzywałowych (ang. swales). Wyżej mady z cienkimi przewarstwieniami żwirów i piasków (osady cienkich pokryw typu glífów krewasowych). Na tyczce skala co 10 cm. Na pierwszym planie widoczne żwiry platformy łachy meandrowej

Overbank deposits in a river cutbank, River Lesk. Czarny Bór (site 6, location in figure 2). Seen in the cutbank are (from bottom to top): gravels of supra-platform bars, represented by gravel sheets, chute bars, and gravelly ridges. Occasionally preserved are sands, muds, and fine gravels deposited in swales. Higher in the section is a typical sequence of cohesive overbank deposits with thin interbeddings of sands and gravels (sheet crevasse-splay deposits). 10-cm scale on levelling rod. Note newly deposited gravels of a bar platform in the foreground

pują nierzadko najlepsze w górach gleby, użytkowane rolniczo co najmniej w okresie ostatnich kilkuset lat (*Historia Śląska* 1960). Zagadnienie genezy, litologii i wieku osadów den dolin stanowi wszędzie problem o dużej doniosłości i to zarówno z akademickiego, jak i z praktycznego punktu widzenia (por. Schumm i Lichty 1963; Daniels i Jordan 1966; Schumm 1977; Gregory 1977a; Knox 1977; Starkel 1977a; Gregory 1983a i b). Nie ulega bowiem wątpliwości, że krajobraz dolin sudeckich zmienił się w okresie ostatnich kilkuset lat i nadal podlega przeobrażeniom, które musiały spowodować z kolei zmianę użytkowania tych terenów, a także powinny w jakiś sposób zaznaczyć się w osadach (por. J. K. Kozłowski i S. K. Kozłowski 1983; Szymański 1983).

Praca niniejsza otwiera cykl artykułów poświęconych mądom dolin sudeckich. Obserwacje terenowe prowadzono na całym Dolnym Śląsku, lecz jako obszar badań szczegółowych autor wybrał zlewnię górnego Bobru od Marciszowa po granicę państwa (fig. 2). W obszarze tym spotykamy wielką różnorodność form dolinnych, od szerokich kotlin w piętrze pogórza do wciósów w wyższej partii regła dolnego. Zróżnicowanie skał podłoża jest tu znaczne, od odpornych na erozję gnejsów, przez nie mniej odporne skały wulkaniczne, po miękkie iłolupki i rozsypliwie piaskowce karbonu górnego. Stosunkowo wysokie opady i dość znaczne odpływy stwarzają także warunki sprzyjające prowadzeniu obserwacji współczesnych procesów rzecznych. Brak tu większych zakładów



Fig. 2. Szkic zlewni górnego Bobru z zaznaczeniem stanowisk badawczych. Stanowiska: 1 – Bukówka; 2 – Lubawka; 3 – Błażkowa Górna; 4 – Błażkowa Dolna; 5 – Kamienna Góra; 6 – Czarny Bór; 7 – Miszkowice. Zaznaczono warstwy 500 i 600 m n.p.m. oraz lasy (kropkowane)

Sketch of the catchment basin of the upper River Bóbr with location of study reaches. 1 – Bukówka study reach; 2 – Lubawka study reach; 3 – Błażkowa Górna study reach; 4 – Błażkowa Dolna study reach; 5 – Kamienna Góra study reach; 6 – Czarny Bór study reach; 7 – Miszkowice study reach. Shown are also contours of 500 and 600 m a.s.l. and forests (dotted)

przemysłowych, a co za tym idzie także poważniejszych zrzutów ścieków. Wyłączenie z eksploatacji zbiornika Bukówka na górnym Bobrze (w roku 1978) w związku z przebudową zapory spowodowało, że przepływy górnego Bobru nie są od tego czasu kontrolowane, a reżim odpływu zbliżył się prawdopodobnie do charakterystyki właściwej dla okresu historycznego. W końcu dla obszaru tego autor dysponuje najdłużej prowadzonymi obserwacjami, ponieważ badania den dolin i ich osadów rozpoczęto tu jeszcze w roku 1967.

Historia badań osadów den dolinnych w Sudetach liczy około stu lat, choć literatura przedmiotu nie obfituje ani w prace materiałowe, ani w opracowania poświęcone wyłącznie temu problemowi. Gliny aluwialne i inne utwory den dolinnych zostały po raz pierwszy rozpoznane jako aluwia rzek i potoków wieku holocenijskiego (w oryginalnie: aluwialnego, *das Alluvium*) przez kartujących geologów niemieckich na przełomie XIX i XX wieku. W objaśnieniach do map geologicznych 1:25 000 arkuszy Kowary (Berg 1912a), Miedzianka (Berg 1912b), Chełmsko Śląskie (Dathe 1908; Berg 1909), Kamienna Góra (Berg i Dathe 1912) oraz Sędziszów (Zimmermann 1938) można znaleźć pierwsze opisy tych utworów z ogólnym przedstawieniem ich litologii, miąższości i stosunku do innych osadów holocenu oraz niżejleżących utworów plejstocenu. Jak się wydaje, prawidłowo określono wiek napływów den dolinnych jako holocenijski (aluwialny). Ostrożność w tym względzie jest konieczna, ponieważ jak dotąd nie opisano z Sudetów ani jednego stanowiska holocenijskiego. Jakże dziwić się zatem, że gliny aluwialne dolin sudeckich są niejednokrotnie opisywane w dokumentacjach geologicznych jako utwory plejstocenijskie (sic!). Plejstocenijski wiek terasennych w zlewniach górnej Kaczawy i górnego Bobru przyjmowali zresztą, choć bez żadnych podstaw stratygraficznych, niektórzy badacze (Genieser 1936; Dumanowski 1952).

Podsumowując wyniki dawniejszych opracowań niemieckich oraz prac autorów polskich (H. Teisseyre 1952; Szczepankiewicz 1954a, b; Jahn 1960; Jahn i Szczepankiewicz 1967; Walczak 1968; A. K. Teisseyre 1963, 1977a, 1978a, 1980, 1981, dwie prace w druku; Bortnik 1978; Pipczyńska 1979; Kłoda 1979; Kozimor 1980) można z dużą dozą prawdopodobieństwa uznać gliny dolin płaskodennych w Sudetach za młody, zapewne holocenijski utwór aluwialny. Za taką genezę i wiekiem glin aluwialnych przemawiają następujące fakty:

1. W profilach utworów czwartorzędowych te-

ras zalewowych dolin sudeckich gliny aluwialne stanowią z reguły jeden poziom występujący w stropie osadów (fig. 1, pl. I, II). W zlewni górnego Bobru strop pokryw glin wznosi się 0,5-3 m ponad średni stan wody w korytach rzek i potoków. W czasie katastrofalnych powodzi w latach 1897, 1958 i 1977 prawie wszystkie pokrywy glin aluwialnych znalazły się pod wodą;

2. Na terasach ponadzalewowych i wyższych terasach wieku plejstocenijskiego brak glin aluwialnych. Na żwirach mogą tam występować gliny zwietrzelinowe, gliny deluwialne lub gliny pylaste (prawdopodobnie eoliczne);

3. Gliny aluwialne dolin sudeckich zazębiają się z jednej strony z utworami stokowymi (koluwialnymi), a z drugiej strony z typowymi osadami korytowymi rzek krętych i meandrujących;

4. Gliny aluwialne zawierają pnie takich drzew jak olsza, wierzba, dąb, świerk, jodła i jesion i gdzieś tam zazębiają się z torfami wieku holocenijskiego (Teresa Kuszell, wiadomość ustna);

5. W większości dolin zlewni górnego Bobru, Strzegomki i Bystrzycy stwierdzono w glinach poziomy bogate w okruchy i pył węgla drzewnego. Ponadto gliny aluwialne zawierają sporadycznie różne przedmioty będące dziełem człowieka. W niższych i środkowych poziomach glin stwierdzono oprócz śladów ognisk, okruchów węgla drzewnego lub fragmentów obrobionego drewna także ułamki ceramiki czerwonej pochodzącej z późnego średniowiecza (Józef Kaźmierczyk, wiadomość ustna). Wyższe poziomy glin zawierają przede wszystkim okruchy porcelany, fajansu, szkła, węgla kamiennego, koksu, żużla, przedmioty metalowe, skórzane, a nawet gumowe (A. K. Teisseyre 1977a, 1980, 1981);

6. W dolinie Bobru i w dolinach jego większych dopływów gliny aluwialne występują często na terasach włożonych w rozcięte plejstocenijskie pokrywy akumulacyjne zbudowane ze żwiru;

7. Holocenijskie pokrywy aluwialne dolin sudeckich mogą leżeć bezpośrednio na ściętym cokole skalnym, choć najczęściej są podścielone przez osady plejstocenijskie. Omawiając holocen Sudetów Jahn (1960, s. 413) podkreśla, że: „sedymentacja holocenijska nie tylko wypełniła rynny powstałe na dnie dolin przez wcięcie się rzek w osady plejstocenijskie, lecz również wykroczyła poza granice tych rynien, nadbudowując osadami piaszczysto-madowymi starą powierzchnię plejstocenijskiego dna doliny. Powierzchnia ta, jeżeli znajdowała się w zasięgu powodziowych wód rzek holocenijskich, stawała się terasą zalewową. Łąkowe, a więc zalewowe dna dolin są więc naj-

część powierzchniami poligenicznymi, wyrównanymi przez potężną, szeroką sedymentację holoceniską”.

8. W dalszej części niniejszej pracy gliny aluwialne dolin sudeckich będą określane za Szczepankiewiczem (1954a, b, Jahn i Szczepankiewicz 1967) jako mady. W polskiej literaturze przyrodniczej termin „mada” pojawia się po raz pierwszy – o ile autorowi wiadomo – w pracach i w podręczniku Miklaszewskiego (1912).

Dotychczasowy stan rozpoznania pochodzenia i wieku mad dolin sudeckich uzasadnia celowość włączenia tych osadów do programu badań holocenu w Sudetach. Równocześnie oczywiste jest połączenie badań nad genezą mad z programem badań współczesnych procesów rzecznych w Sudetach (por. Starkel 1982), realizowanym przez autora w ramach prac badawczych Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego od roku 1976. W cyklu artykułów poświęconych madom rzek sudeckich, który inicjuje niniejsze opracowanie, mady będą rozpatrywane z punktu widzenia sedymentologii eksperymentalnej i geologii środowiskowej z uwzględnieniem wyników badań

dziedzin pokrewnych. W części II tego cyklu zostaną przedstawione wyniki badań współczesnych osadów pozakorytowych z wybranych stanowisk zlewni górnego Bobru. Część III będzie poświęcona podsumowaniu wyników badań współczesnych osadów pozakorytowych na tle przeglądu literatury przedmiotu, natomiast w częściach następnych przewiduje się publikowanie wyników badań poszczególnych stanowisk mad kopalnych.

Autor pragnie gorąco podziękować Panom Profesorom Alfredowi Jahnowi i Kazimierzowi Klimkowi za przedyskutowanie wielu zagadnień poruszonych w tej pracy, a także za możliwość korzystania z ich bibliotek specjalistycznych. Duża część literatury cytowanej w tej pracy została zgromadzona drogą prywatnej wymiany i korespondencji, za co autorom poszczególnych prac należą się choćby zbiorowo gorące wyrazy wdzięczności. Część najnowszej literatury została udostępniona dzięki uprzejmości dr. Wojciecha Nemece w czasie jego pobytu na stypendium naukowym w Bergen. W latach 1977-1978 w pracach terenowych udział brali mgr Andrzej Don, Piotr Kłoda i Krystyna Kłoda (wówczas Krystyna Pipczyńska), a w latach 1979-1980 mgr Tadeusz Kozimor. Wszystkim wymienionym osobom autor składa wyrazy podziękowania. Koszty badań terenowych i laboratoryjnych zostały pokryte częściowo przez Uniwersytet Wrocławski, częściowo zaś przez autora niniejszej pracy.

SYSTEM FLUWIALNY DOLIN SUDECKICH

Praca rzeki przejawia się przede wszystkim w dnie jej doliny i stąd środowisko rzeczne jest przestrzennie związane z dnami dolin. W Sudetach prawie wszystkie ciekii drugiego lub wyższego rzędu mają doliny płaskodenne. W wyjątkowych tylko przypadkach doliny takie mogły powstać przez wypełnienie aluwiami wciósów. Wiercenia hydrogeologiczne i studnie wykonane w wielu wciósach ujawniły występowanie w nich płaskiego skalnego dna o szerokości wielokrotnie większej niż szerokość potoku (np. Zadrna powyżej Błazejowa, potok Raba odwadniający Kruczą Dolinę na południowy wschód od Lubawki). Wiercenia wykonane w dolinach płaskodennych rzek sudeckich 2-4 rzędu wykazują prawie zawsze obecność pod aluwialnym dnem doliny płaskiego dna skalnego, niekiedy rozciętego przez kopalne koryta skalne. Sytuację taką należy uznać za typową dla dolin gór średniej wysokości, zbudowanych głównie ze skał o dużej odporności na erozję, poddanych w plejstocenie procesowi przyspieszonego formowania dolin w warunkach peryglacialnych (the zone of excessive valley-cutting, Büdel 1982). Według Büdela (1982) przyspieszone formowanie dolin związane jest z wietrzeniem fizycznym (mrozowym) skał stanowiących dno doliny, które w wa-

runkach peryglacialnych znajdowały się w zasięgu wiecznej zmarzliny (por. Jahn 1970; Czudek 1980, 1982). W czasie peryglacialnego lata warstwa odtajałego gruzu jest usuwana przez wody płynące, powodując tym samym pogłębianie płaskiego skalnego dna doliny. Na korzyść takiej interpretacji, jak się wydaje, przemawia fakt, że we wciósach i w dolinach płaskodennych, położonych w Sudetach na południe od linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego, spągowe części wypełnień dolinnych są reprezentowane przez gruz peryglacialne (por. Jahn 1960). W strefie zasięgu lądolodu spagową część wypełnień dolin stanowią utwory zastoiskowe lub moreny podścielone niekiedy przez żwiry i piaski preglacialne (?) lub plejstoceniowe (?). W zlewni górnego Bobru pokrywa czwartorzędowa dolin płaskodennych ma miąższość 2-60 metrów. Jedynie stropową część tych utworów reprezentują pokrywy holoceniskie. W spągu są one wykształcone w facji korytowej (żwiry, piaski), górą zaś – w facji pozakorytowej (mady).

Przez dno doliny (ang. valley floor, valley bottom, valley flat) autor rozumie płaski obszar rozciągający się między stokami stanowiącymi jej zbocza. Prawie synonimem tego terminu jest okreś-

lenie „równina aluwialna” (ang. alluvial plain). Jest to płaski teren nadrzeczny podścielony przez osady rzeczne (pl. III, 1). Równina aluwialna ma często szerokość nieco mniejszą niż dno doliny, ponieważ jego boczne części mogą być podścielone przez osady stokowe (koluwalne; por. Lattman 1960). Równina aluwialna może być nie rozcięta i w całości zalewana podczas odpowiednio wysokich powodzi, bądź też może być rozcięta i ukazywać system teras zalewowych i nadzalewowych. W odcinkach dolin podlegających silnej degradacji równiny aluwialne mogą zostać rozcięte przez wąwozy na taką głębokość, że ulegają zawieszeniu i nie są zalewane nawet w czasie najwyższych powodzi. W Sudetach przypadki takie stwierdzono w zlewniach Strzegomki, Pełcznicy, Bystrzycy, a w zlewni górnego Bobru w dolnej i środkowej części dorzecza Leska (pl. III, 2).

Bieg rzeki, rozwinięcie koryta aluwialnego i ukształtowanie równin aluwialnych są wyrazem dostosowania się cieków (ang. river adjustment) do lokalnych warunków przepływu wody i obciążenia mineralnego (ang. mineral load). Wśród wymienionych czynników niezależnych (zewnętrznych) zasadniczą rolę w ukształtowaniu koryta rzeki i jej równiny aluwialnej odgrywa wielkość ziarna obciążenia mineralnego i jej rozrzut, a ściślej biorąc procentowy udział obciążenia dennego w całkowitym obciążeniu mineralnym rzeki (Leopold i Maddock 1953; Leopold i Wolman 1957; Schumm 1960a, b, 1961, 1963a, b, 1967, 1968a, b, 1969, 1971, 1977; Langbein 1964; Leopold *et al.* 1964; Leopold i Wolman 1970; Schumm *et al.* 1972; D. G. Smith 1974; Baker i Pentead-Orellana 1977; D. G. Smith i N. D. Smith 1980).

Rozwój koryta rzecznoego prowadzi do pewnego stanu równowagi (Mackin 1948) określonego formułami geometrii hydraulicznej (Leopold i Maddock 1953; Osterkamp i Hedman 1982). Nowsze badania wskazują jednoznacznie, że koryta osiągną stan równowagi stopniowo i w dłuższych okresach czasu, idących co najmniej w setki lat (Stevens *et al.* 1974; W. L. Graf 1981, 1983). Stan równowagi, bieg rzeki i typ koryta, a także charakter, budowa litologiczna i pokrycie równiny aluwialnej mogą jednak ulec nagłej zmianie jakościowej i ilościowej w wyniku jednej lub kilku katastrofalnych powodzi, które są m. in. odzwierciedleniem wahań klimatycznych o różnej częstotliwości (Schumm i Lichty 1963; Burkham 1976a, b; Gregory 1977a, 1983a).

Typologię rzek bardzo przydatną do celów geomorfologicznych i sedymentologicznych przedstawił m. in. Schumm (1968a, b) oraz Schumm

i współpracownicy (Schumm *et al.* 1972). Według cytowanych autorów koryta rzeczne dzielą się ze względu na obciążenie rzeki na trzy rodzaje: koryta o obciążeniu zawieszonym (ang. suspended-load channel), w których obciążenie dennego stanowi mniej niż 3% całkowitego obciążenia rzeki, koryta o obciążeniu mieszanym (ang. mixed-load channel), w których obciążenie dennego stanowi 3-11% obciążenia całkowitego, i koryta o obciążeniu dennym (ang. bed-load channel) w przypadku, gdy obciążenie to stanowi ponad 11% całkowitego obciążenia rzeki. Z typem koryta związany jest średni spadek hydrauliczny doliny, który jest względnie mały w przypadku koryt pierwszego typu i względnie duży w przypadku koryt trzeciego typu.

Nowoczesna geomorfologia fluwialna dzieli rzeki na jednokorytowe i wielokorytowe systemy rzeczne (Schumm 1963a, b, 1968a, b, 1977; Schumm *et al.* 1972). Zgodnie z zasadami zaproponowanymi przez cytowanych autorów jednokorytowe systemy rzeczne obejmują rzeki proste i roztokowe (ang. straight and braided rivers, krętość $P < 1,25$ – propozycja autora), rzeki kręte (ang. sinuous rivers, $1,25 < P < 1,50$), oraz rzeki meandrujące (ang. meandering rivers, $1,50 < P < 3,50$). Wielokorytowe systemy rzeczne dzielą się na rzeki anastomozujące (ang. anastomosing rivers) oraz dystrybucyjne systemy rzeczne (ang. distributaries). W dawniejszej literaturze geomorfologicznej i sedymentologicznej rzeki roztokowe były zaliczane do wielokorytowych systemów rzecznych. Niesłuszność takiego stanowiska wykazał Schumm jeszcze w latach sześćdziesiątych. Niezależnie od takich czy innych zapatrywań na kwestię klasyfikacji rzek wypada wspomnieć, że rzeki roztokowe mają wiele cech specyficznych, im tylko właściwych. I tak rzeki roztokowe mają koryta rozproszone, pełne wysp i mielizn wynurzających się przy średnim i niskim stanie wody. O korycie takim mówimy, że jest wielonurtowe (ang. multiple-thalweg channel). Bezwymiarowy parametr kształtu koryta w/d osiąga w rzekach roztokowych duże wartości, zwykle większe od 40, a zawsze większe niż 10 (Schumm 1968a, b). Pozostałe rzeki mają koryta zwarte, jednokorytowe (ang. single-thalweg channel), zaś parametr kształtu w/d ma mniejszą wartość, często poniżej 10.

Ostatnio z nową propozycją klasyfikacji koryt rzecznych wystąpił Rust (1978). Cytowany autor raz jeszcze wraca do koncepcji klasyfikowania rzek roztokowych jako wielokorytowych systemów rzecznych. Jest to dla geomorfologa fluwialnego pogląd trudny do przyjęcia, ponieważ rzeka roz-

tokowa ma jedno wielonurtowe koryto. Interesujący jest natomiast podział rzek roztokowych na słabo roztokowe bądź słabo roztokujące (ang. moderately braided) i silnie roztokowe czy roztokujące (ang. highly braided), dokonany na podstawie wskaźnika roztokowania (ang. braiding parameter).

Obciążenie rzeki, a zwłaszcza procentowy udział obciążenia zawiesinowego, decyduje o jej biegu i typie koryta w sposób bezpośredni i pośredni. Koryta o obciążeniu dennym (głównie roztokowe) mają małą krętość i względnie duże spadki, a współczynniki oporu Manninga zależą w takich rzekach głównie od szorstkości dna. Zapewnia to duże prędkości przepływów powodziowych, duże naprężenia ścinające na dnie i znaczne moce strumienia niezbędne do zapewnienia ciągłego transportu dużych ilości obciążenia dennego. Są to ogólnie biorąc systemy rzeczne funkcjonujące sprawnie w warunkach dużych przepływów wody i osadu, odznaczających się także dużą zmiennością w czasie. W rzekach roztokowych intensywność turbulencji przepływów powodziowych jest zwykle duża, toteż nawet przy znacznej dostawie do koryta zawiesiny obciążenie zawiesinowe odpływa w większości poza odcinki roztokowe. Niezależnie od tego rzeki roztokowe wykazują zwykle mniejszą koncentrację zawiesiny niż rzeki meandrujące o podobnym przepływie (Leopold i Maddock 1953). W tych warunkach równiny aluwialne rzek roztokowych zbudowane są głównie z niekohezyjnych osadów gruboziarnistych (żwir, piasek), bądź też pokrywa utworów kohezyjnych (mulaste piasek, muł) jest cienka (Schumm i Lichty 1963; Schumm 1963a, b, 1968a, b, 1977). Takie równiny aluwialne autor proponuje nazwać równinami żwirowymi lub piaszczystymi. W ścianach koryt występujących na tych równinach aluwialnych średnia zawartość mułu, czyli osadu o średnicy ziarn $D < 0,74$ mm (Schumm 1968a, b) jest – zdaniem cytowanego autora – mniejsza niż 5%.

Rzeki o obciążeniu mieszanym niosą tak duże ilości zawiesiny, że możliwy jest rozwój w dnie doliny kohezyjnych, drobnoziarnistych osadów pozakorytowych, których miąższość wzrasta na zewnątrz od strefy korytowej (Schumm 1968a, b). Rzeki te mogą mieć bieg kręty lub roztokowy, bądź też mieszany meandrująco-roztokowy, co autor stwierdził w Sudetach (A. K. Teisseyre 1977a, b). Udział mułu w osadach obwodu takiego koryta waha się, zdaniem Schumma (1968a, b), w przedziale 5-20%.

Koryta o obciążeniu zawiesinowym stawiają

przepływom powodziowym znaczne opory, na które oprócz oporu ziarn składają się opory form dna, opory kształtu koryta oraz opory stawiane przez roślinność dna doliny rzecznej. Kręte lub meandrujące koryta tych rzek działają sprawnie tylko w czasie przepływów średnich i niewysokich powodzi. W czasie wysokich powodzi rzeki te deponują w obszarze pozakorytowym duże ilości zawiesiny, czemu sprzyja mniejszy spadek dolin, mniejsze prędkości przepływu przy wyższych stanach wód powodziowych (wynikające z większych oporów przepływu), a także wpływ roślinności porastającej tereny zalewowe. Prowadzi to do powstania dobrze rozwiniętych równin aluwialnych podścielonych madami. Równiny takie autor proponuje nazwać równinami madowymi. Dawno już zauważono, że na madowych równinach aluwialnych rozwijają się jedno- lub wielokorytowe systemy rzeczne o korytach zwartych, krętych lub meandrujących. Kohezyjność osadów pozakorytowych i obecność w osadach korzeni i roślin powodują znaczne zmniejszenie podatności brzegów rzek na erozję. Umożliwia to utrzymanie zwartego koryta rzek krętych lub meandrujących, co przyjmuje dziś zgodnie większość badaczy środowiska rzecznoego. Zawartość mułu w osadach obwodu takich koryt wynosi według Schumma (1968a, b) ponad 20%. W jednej z prac autor starał się zasygnalizować, że decydujący wpływ na meandrowanie koryta zwartego ma zawartość mułu w brzegach rzek, natomiast zawartość mułu w osadach dna rzeki jest zwykle nieistotna (A. K. Teisseyre 1980). Odnosi się to zwłaszcza do rzek górskich, które bardzo szybko rozcinają dna zbudowane z mad, glin lub ilów. Jeżeli osady takie istotnie pojawiają się w dnie rzeki górskiej, są prędko rozcinane do poziomu podścielających je żwirów.

Bieg rzeki i rozwój teras zależą też od warunków równowagi danego odcinka doliny. Równowaga lub jej brak, przejawiający się agradacją bądź degradacją, jest zwykle wynikiem całego zespołu czynników, spośród których można wymienić diastrofizm, zmiany klimatyczne, a także przeobrażenie przez człowieka krajobrazu naturalnego w kulturalny. Zależność biegu rzek sudeckich od aktualnych warunków równowagi ich dolin zestawiono w tabeli 1.

Oprócz rzek krętych i meandrujących w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim występują typowe systemy rzek anastomozujących w znaczeniu, jakie nadaje temu terminowi Schumm (1968a, b). W tym znaczeniu termin „rzeka anastomozująca” nie jest synonimem „rzeki roztokowej”. Przeciwnie

Tabela 1. Klasyfikacja koryt aluwialnych w Sudetach Środkowych
Classification of alluvial channels in the Central Sudetes

| Typ rzeki – Type of river | Typ koryta Channel type | Spadek Slope | Typ równiny aluwialnej Type of alluvial plain | Degradacja Degradation | | Równoważenie Equilibrium | Agradacja Aggradation | |
|--|----------------------------|-----------------|--|---|---------------|-----------------------------|--------------------------|-----------------|
| | | | | Silna Strong | Słaba Weak | | Słaba Weak | Silna Strong |
| Prosta (I rząd) Straight (I order) | BL ML | S | – | + | + | ? | | |
| Kręta Sinuous Meandrująca Meandering | BL, ML SL ML | S, M M, L | Madowa Mud-supported | | + | + | + | |
| Prosta (II-IV rząd) Straight (II-IV order) | SL | VL | | | + | + | + | |
| Anastomozująca Anastomosing | SL | L, VL | | | | + | + | |
| Roztokowa Braided | BL, ML | S, M | | Żwirowo-piaszczysta Gravel- or sand-sup- ported | | + | + | + |
| System dystrybucyjny stożków napływowych Alluvial fan distributaries | BL, ML | S, M | | | | | + | + |

Typy koryt (channel types): BL – koryto o obciążeniu dennym (bed-load channel), ML – koryto o obciążeniu mieszanym (mixed-load channel), SL – koryto o obciążeniu zawieszonym (suspended-load channel).

Spadek względny (relative slope): S – stromy (steep), M – umiarkowany (moderate), L – mały (low), VL – bardzo mały (very low).

nie, termin „anastomozujący” jest tu pojmowany w znaczeniu australijskim (por. D. G. Smith 1974). Dolnośląskie rzeki anastomozujące są, podobnie jak ich australijskie odpowiedniki, wielokorytowymi systemami rzek meandrujących lub krętych o głębokim zwartym korycie ograniczonym brzegami zbudowanymi z kohezyjnego osadu, należą przeważnie do rzek o obciążeniu zawieszonym, występują w odcinkach dolin o względnie małym spadku i wywołują jedynie powolną agradację dna doliny (por. Whitehouse 1944; Hills 1960; Schumm 1968a, b; Rust 1978). Ponieważ zdaniem Schumma (1968a, b) rzeki anastomozujące składały się pierwotnie prawdopodobnie wyłącznie z meandrujących koryt typu zawieszinowego, przeto geneza i wiek tych rzek na Dolnym Śląsku jest taka sama, jak rzek meandrujących. Interesujące światło na problem rzek anastomozujących w Sudetach rzuca fakt, że zaniedbane po roku 1945 młynówki wykazują w wielu dolinach oczywistą tendencję do przeobrażenia się w cieki meandrujące, dając tym samym anastomozujący system antropogeniczny.

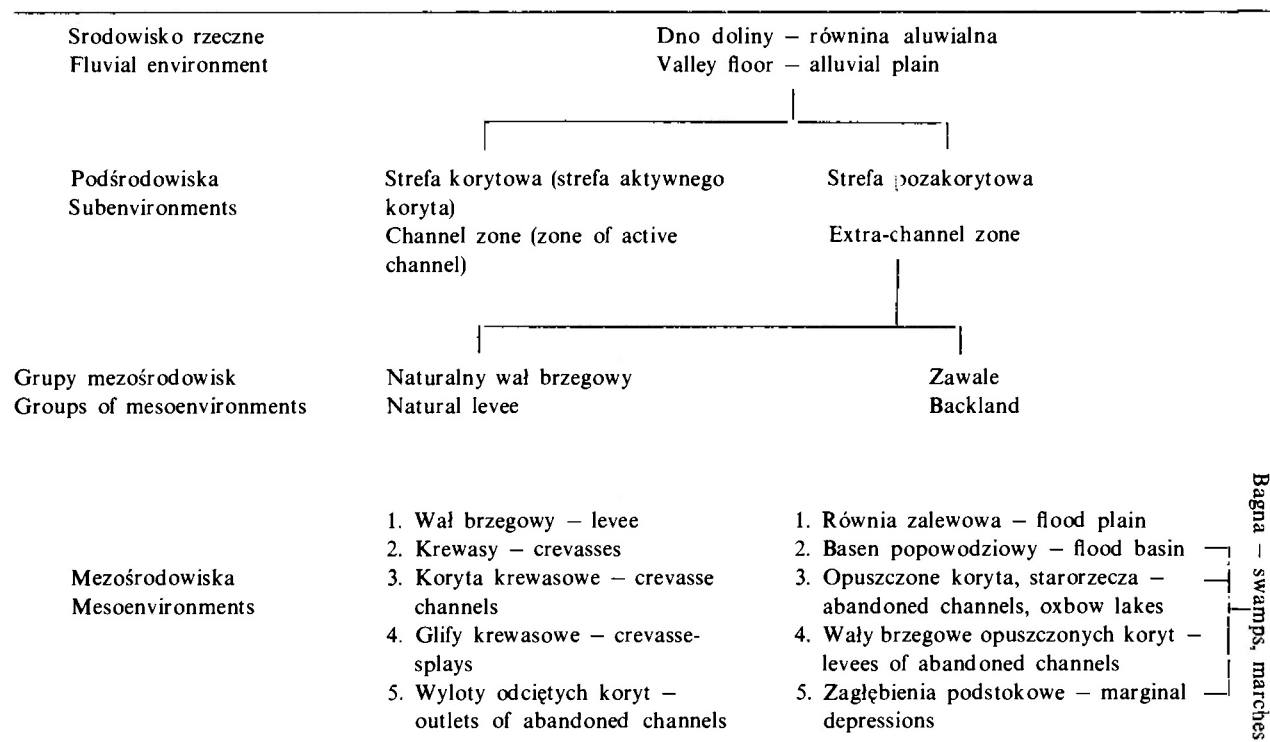
W ostatnim tysiącleciu w płaskodennych dolinach Sudetów zdecydowanie przeważał kręty lub meandrujący bieg koryt rzecznych (A. K. Teisseyre 1977a, 1980, praca w druku). A zatem rozpatrując przebieg procesów i charakter osadów pozakorytowych rzek sudeckich autor ograniczy się do środowiska jednokorytowych krętych układów

rzecznych. Realizacja celów postawionych we wstępie wymagała od autora dokonania szczegółowego podziału środowiskowego den dolinnych w Sudetach. Przeprowadzenie takiego podziału było niezbędne, ponieważ istniejący model rzeki meandrującej wywodzi się z badań dużych rzek nizinnych i nie da się w zadowalający sposób zaadaptować do środowiska małych rzek górskich o grubym żwirowym dnie (A. K. Teisseyre, w druku; por. też Hey *et al.*, 1982; Osterkamp i Hedman 1982). Stąd też, zachowując możliwie nienaruszony tradycyjny schemat środowiskowy (por. Gradziński 1973; Giżejowski 1973; Gradziński *et al.* 1976), autor proponuje wprowadzenie zmodyfikowanego szczegółowego podziału środowiskowego, uwzględniającego specyfikę dolin górskich. Próbę takiego podziału przedstawia tabela 2 (por. też fig. 3).

W stosunku do tradycyjnie przyjętych poglądów podział autora zawiera pewne propozycje nowe lub rozwiązania rzadko stosowane. Należy tu jednak dodać, że proponowany podział środowiskowy górskich den dolinnych jest podziałem wielostopniowym i musi spełniać wymogi, jakie względem takiego podziału stawia logika formalna. Dlatego strefie aktywnego koryta musi być przeciwstawiona strefa pozakorytowa, a nie inne, niższe w hierarchii jednostki środowiskowe, na przykład równia zalewowa (fig. 3). Abstrahując od strefy aktywnego koryta, która pozostaje poza zakresem tej pracy, strefę pozakorytową autor

Tabela 2. Podział współczesnego środowiska rzecznych dolin górskich w Sudetach (dotyczy rzek krętych i anastomozujących z wyłączeniem strefy korytowej)

Subdivision of the modern fluvial environment in the Sudetic mountain valleys (refers to sinuous and anastomosing rivers except the zone of active channel)



Uwaga: Strefa aktywnego koryta pokrywa się w zasadzie z pasem meandrowym (ang. meander belt). Strefa aktywnego koryta wraz z wałami brzegowymi stanowi grzbiet aluwialny. W obrębie basenu popowodziowego mogą wystąpić stawy i płytkie jeziora.

Note: The zone of active channel corresponds to the meander belt. The zone of active channel together with its natural levees constitutes the alluvial ridge. The floodbasin may contain ponds and shallow lakes.

proponuje podzielić na dwie części: naturalny wał brzegowy oraz zawale (ang. backland, pl. IV). Ten ostatni termin będzie – zdaniem autora – najwłaściwszy na określenie tej części dna doliny, która rozciąga się poza umowną dolną granicą naturalnych wałów brzegowych. Zawale byłoby więc odpowiednikiem wygodnego, choć rzadko używanego terminu angielskiego „backland”. Wyróżnione w tabeli 2 części strefy pozakorytowej obejmują po kilka form erozyjnych i depozycyjnych, zgodnie z powszechnie przyjętymi poglądami. Niektóre z tych form wymagają jednak komentarza.

W obrębie naturalnego wału brzegowego autor proponuje wprowadzenie rozróżnienia między krewasą jako wyrwą w brzegu rzeki i ewentualnie także w grzbiecie wału brzegowego a korytem krewasowym wciętym w niższą część wału brzegowego i leżącym zwykle w przedłużeniu krewasy (pl. V, VI). W czasie powodzi można stwier-

dzić, że w krewasie i w korycie krewasowym panują nieco inne warunki przepływu i stąd te dwie formy różnią się morfologicznie i sedymentologicznie. Rozróżnienie takie jest w pełni uzasadnione także z etymologicznego punktu widzenia, jako że w języku angielskim „crevasse = a break in the levee of a river, dike etc.” (cytuje za słownikiem Webstera 1966, por. też *Dictionary of Geological Terms* 1974). W obrębie naturalnego wału brzegowego należy także umieścić, jako osobne mezośrodowisko, wyloty odciętych koryt (pl. VIII, 1). Tędy odcięte koryta są okresowo zasilane wodami i osadem z aktywnego koryta rzeki.

W obszarze zawala autor proponuje wyróżnienie równi zalewowej jako mezośrodowiska różnego od basenu popowodziowego. Przez równię zalewową (ang. flood plain) autor rozumie tę część zawala, w której wody powodziowe zawsze są w ruchu, płynąc w kierunku mniej lub bardziej

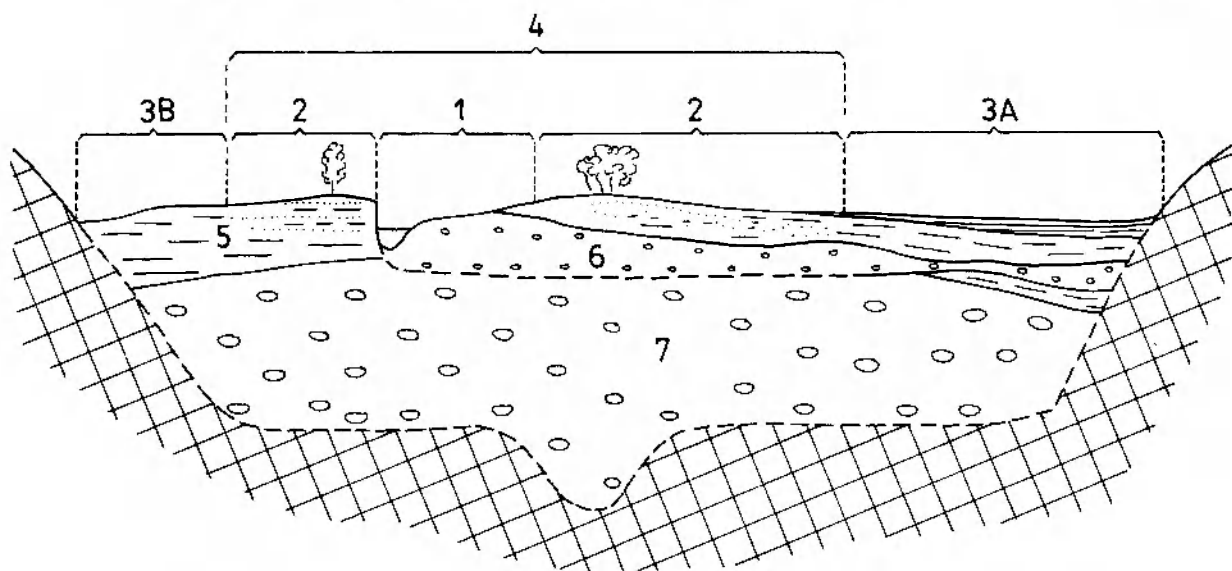


Fig. 3. Schematyczny przekrój poprzeczny przez dolinę górnego Bobru w rejonie Lubawki. 1 – strefa aktywnego koryta; 2 – naturalny wal brzegowy; 3A – zawale z równią zalewową i małym basenem popowodziowym; 3B – zawale z równią zalewową i obniżeniem podstokowym; 4 – grzbiet aluwialny; 5 – mady; 6 – żwiry; 7 – starsze osady rzeczne

Diagrammatic section through the upper River Bóbr valley near Lubawka. 1 – zone of active channel; 2 – natural levee; 3A – backland with a flood plain and a small flood basin; 3B – backland with a flood plain and a marginal depression; 4 – alluvial ridge; 5 – muds; 6 – gravels; 7 – older fluvial deposits

zgodnym z pochyleniem dna doliny (pl. VII). Podczas powodzi jest to zatem mezośrodowisko wody płynącej. W czasie opadania fali powodziowej obszary te wynurzają się nie tworząc zbiorników wody stojącej (z wyjątkiem lokalnych kałuż). Osady zdeponowane w trakcie powodzi na równi zalewowej są więc osadami wody płynącej. Stosunkowo szybko są one eksponowane na działanie insolacji, deszczu, wiatru i ewentualnie mrozu. Takie pojmowanie równi zalewowej jest zgodne z poglądami innych badaczy środowiska rzek górskich i wyżynnych (por. McKee 1939; Happ *et al.* 1940; Jahns 1947; Miller 1958; Doeglas 1962; Schumm i Lichty 1963; McKee 1965, 1966; Allen 1965a; McKee *et al.* 1967; D. G. Smith 1974). Basen popowodziowy (ang. flood basin) stanowi natomiast najniższą część zawala, w której wody powodziowe ulegają retencji tworząc przez okres kilku dni, tygodni, a nawet miesięcy płytkie jeziora, stawy i rozlewiska (pl. VIII, 2). W basenie popowodziowym depozycja w warunkach wody płynącej podczas powodzi przechodzi dość prędko w sedimentację w warunkach małego zbiornika wody stojącej. W przeciwieństwie do równi zalewowej w basenie popowodziowym depozycja może trwać także przez pewien czas po powodzi. Meandrujące rzeki górskie i wyżynne różnią się między innymi tym od dużych rzek nizinnych, że w tych ostatnich płaskie baseny

popowodziowe mogą stanowić ponad 90% strefy zawala. Tymczasem w dolinach rzek górskich, gdzie spadek jest duży, zdecydowanie przeważają nachylone równie zalewowe, baseny popowodziowe zaś mogą być w ogóle nieobecne. Jest to związane z niewielkim zasięgiem stref spiętrzenia wywołanych przez naturalne nierówności dna doliny, której spadek podłużny jest z reguły znaczny ($0,001 < S < 0,1$). Mały zasięg stref spiętrzenia oznacza niewielką powierzchnię basenów popowodziowych.

W końcu mezośrodowiskiem właściwym dolinom górskim są zagłębienia podstokowe na krawędzi płaskiego dna doliny i podnóża jej zbocza. Zagłębienia podstokowe są zwykle śladami koryt, które okresowo podcinały zbocza doliny. Zagłębienia te wypełniają się wolno, ponieważ w czasie powodzi stanowią one albo baseny popowodziowe, w których osadzają się jedynie najdrobniejsze zawiesiny, lub też są strefami stosunkowo szybkich przepływów o dość znacznej turbulencji, zapobiegającej depozycji drobnoziarnistego osadu.

Z rejestru mezośrodowisk obszaru zawala autor proponuje natomiast wyłączyć bagna. Bagno jest mezośrodowiskiem raczej z biologicznego i hydrologicznego punktu widzenia. Z geomorfologicznego punktu widzenia bagnem może stać się każde zagłębienie strefy pozakorytowej, którego dno

leży w pobliżu średniego zwierciadła wód gruntowych. Najczęściej bagno jest częścią jednego z następujących mezośrodowisk: opuszczonego koryta, basenu popowodziowego, stawu, jeziora, starorzecza lub zagłębienia podstokowego. Analiza formalna schematu środowiskowego dna doliny górskiej (tab. 2) ujawnia, że bagno mogłoby być jednostką środowiskową pośrednią między grupą mezośrodowisk (zawała) a wymienionymi wyżej mezośrodowiskami. Istotnie, grupę mezośrodowiskową zawała można by podzielić na dwie części, a mianowicie na obszary nie-bagien i tereny zabagnione. Jednakże z punktu widzenia geomorfologii fluwialnej podział taki nie wydaje się niezbędny.

Warto jeszcze zwrócić uwagę na zakres terminu „grzbiet aluwialny”, który pokrywa się z zakresami pojęć strefy korytowej i naturalnego wału brzegowego. Jest to zatem złożone pojęcie geomorfologiczne, stosunkowo mało przydatne w szczegółowej analizie środowiskowej den dolin górskich (fig. 3).

W obszarze zawała można by jeszcze wymienić formy koluwalne i usypiskowe, nie wykazane w tabeli 2, ponieważ genetycznie nie łączą się one z procesami fluwialnymi. Formy te mogą

jednak wywierać duży wpływ na przebieg procesów rzecznych powodując dławienie przepływów powodziowych, podpieranie części doliny rzecznej, zmianę położenia lub kierunku koryta, a także wymuszenie nowych meandrów.

Zaproponowany wyżej podział środowiskowy dolin sudeckich grupuje w sposób hierarchiczny i zgodnie z zasadami podziału wielostopniowego fluwialne mezośrodowiska pozakorytowe w liczbie 10 w dwie grupy mezośrodowisk składających się łącznie na podśrodowisko strefy pozakorytowej, będącej prawie synonimem obszaru zalewanego (terasy zalewowej) dna doliny. Podział ten nosi równocześnie pewne cechy podziału opisowego i genetycznego. U jego podstaw leży bowiem rozróżnienie o charakterze genetycznym między strefą korytową a strefą pozakorytową. Strefa korytowa stanowi główną arterię, wzdłuż której dokonuje się odpływ wody i praktycznie całego obciążenia dennego rzeki, decydującego – jak od dawna wiadomo – o charakterze koryta i form korytowych. Strefa pozakorytowa jest natomiast obszarem okresowo zalewanym, w którym na pierwszy plan wysuwają się takie procesy, jak: okresowy lub epizodyczny przepływ wody i zawiesiny, depozycja sporej części najdrobniejszych frakcji zawiesino-

Tabela 3. Podział współczesnych osadów den dolinnych w Sudetach (z wyjątkiem osadów stokowych)
Subdivision of Recent valley-floor deposits in the Sudetes (excluding slope deposits)

| Osady środowiska rzecznego Deposits of fluvial environment | Osady dna doliny (wypełnienia dolin, aluwia) Valley-floor deposits (valley-fill deposits, alluvial deposits) | |
|---|---|---|
| Osady podśrodowisk Deposits of subenvironments | Osady korytowe Channel deposits | Osady pozakorytowe Extra-channel deposits |
| Osady grupy mezośrodowisk Deposits of groups of mesoenvironments | Osady naturalnego wału brzegowego Natural levee deposits | Osady zawała Backland deposits |
| Osady mezośrodowisk Deposits of mesoenvironments | <ol style="list-style-type: none"> 1. Osady wału brzegowego – levee deposits 2. Osady krewas – crevasse deposits 3. Osady koryt krewasowych – deposits of crevasse channels 4. Osady glifów krewasowych – crevasse-splay deposits 5. Osady czopów korytowych – channel-plug deposits | <ol style="list-style-type: none"> 1. Osady równi zalewowej – flood plain deposits 2. Osady basenu popowodziowego – flood basin deposits 3. Osady opuszczonych koryt i starorzeczy – deposits of abandoned channels and oxbow lakes 4. Osady wałów brzegowych opuszczonych koryt – deposits of levees of abandoned channels 5. Osady zagłębień podstokowych – deposits of marginal depressions |

Uwaga: Osady bagien i torfowisk mogą towarzyszyć osadom mezośrodowisk 2, 3 i 5 strefy zawała.

Note: Swamp and peat deposits may accompany deposits of mesoenvironments 2, 3, and 5 of the zone of backland.

wych, procesy glebowe i wzrost biomasy. W Sudetach i w innych średnich górach procesy te prowadzą do powstania w dnie dolin mad. Rodzaj i natężenie depozycji w strefie pozakorytowej decydują zarazem o biegu rzeki i charakterze dna doliny. Z jednej strony słaby rozwój osadów pozakorytowych, co w płaskodennych dolinach Sudetów ma miejsce powyżej dolnej granicy lasu, sprzyja powstawaniu zwirowych równin aluwialnych z roztokowym systemem rzeczny. Z drugiej strony, silny rozwój kohezyjnych osadów pozakorytowych prowadzi do powstania madowych równin aluwialnych i jest jednym z głównych czynników warunkujących powstanie koryt meandrujących, nawet w dolinach o dużym spadku (Schumm 1960a, b, 1961, 1963a, 1968a, 1977; Osterkamp i Hedman 1982). Koryta meandrujące rozwijają się przy tym w regularne układy zakoli w dolinach wylesionych, a zatem w środowisku, o którym można powiedzieć, że uległo sztucznemu zestepowieniu. Jednym z celów tego cyklu artykułów będzie ukazanie, że na przebieg omawianych zjawisk w ostatnim tysiącleciu decydujący, choć nieświadomiony, wpływ wywarła gospodarcza działalność człowieka.

Do przyjętego przez autora podziału środowiskowego nawiązuje podział genetyczno-opisowy osadów den dolin sudeckich, przedstawiony w tabeli 3. Podział ten jest konsekwencją przyjętego schematu środowiskowego. W tym względzie sedymentologia fluwialna musi podporządkować się uogólnieniom ustalonym przez geomorfologię fluwialną.

ZARYS HYDRODYNAMIKI STREFY POZAKORYTOWEJ

Warunki przepływu wody i osadu w strefie pozakorytowej rzek sudeckich są ogólnie biorąc bardzo zmienne i słabo poznane. Mimo kilku prób, autorowi nie udało się nigdy uzyskać ilościowego obrazu przepływu pozakorytowego. Przepływy powodziowe są tak zmienne, że zanim ekipa pomiarowa przejdzie z aparaturą od brzegu koryta do skraju doliny, warunki przepływu w pobliżu koryta mogą już ulec zasadniczej zmianie. Jeszcze gorzej przedstawia się sprawa pobrania porównywalnego zestawu prób wody w celu ustalenia koncentracji zawiesiny i jej zmienności w czasie i w przestrzeni. Nie dysponując odpowiednimi funduszami nie można w czasie jednej powodzi uzyskać nawet jednego przekroju hydrometrycznego przez zalane dno doliny, nie mówiąc już o śledzeniu zmian warunków przepływu wody i osadu w kierunku biegu rzeki.

Procesy przebiegające w mezośrodowiskach dna doliny dają różne mezoformy erozyjne i depozycyjne oraz właściwe im osady. Przynajmniej w części mezośrodowisk należy jednak wyróżnić jeszcze mniejsze obszary środowiskowo jednorodne – stanowią one mikrośrodowiska. W mikrośrodowiskach powstają różne mikroformy erozyjne i depozycyjne wraz z ich osadami. Na przykład w mezośrodowisku koryta krewasowego mogą wystąpić następujące mikrośrodowiska: podcinany brzeg zewnętrzny, erodowane dno zewnętrznej części koryta, progi erozyjne, akumulacyjne dno i brzegi wewnętrzne itp. W dwóch pierwszych mikrośrodowiskach występują głównie lub wyłącznie mikroformy erozyjne (np. jamki wirowe, podcięcia, mikroterasy, kociołki eworsyjne), w czwartym mikrośrodowisku mogą pojawić się osady pokryte riplemarkami lub o powierzchni płaskiej, wyrównanej. Tym mikroformom akumulacyjnym odpowiadają mikrofacje piasków o laminacji skośnej riplemarkowej lub o laminacji równoległej subhoryzontalnej. Szczegółowe badania terenowe środowiska rzeczno koncentrują się zatem głównie i w pierwszym rzędzie na mikrośrodowiskach i działających w nich procesach oraz na właściwych im mikroformach i mikrofacjach. Nasza wiedza o środowisku rzeczny jest przede wszystkim wynikiem syntezy czynności analitycznych w skali mikro. Stąd też podziały przedstawione w tabelach 2 i 3 są dalekie od wyczerpania wszystkich aspektów złożonego naturalnego układu: środowisko-proces-forma-osad. Uwidocznia to w całej pełni dalsze części tego cyklu artykułów.

Do tego dodać należy stosunkowo długi okres powtarzalności wysokich powodzi – co najmniej kilkanaście do kilkudziesięciu lat – oraz krótki czas trwania przepływów pozakorytowych (godziny, najwyżej dni). Jeżeli więc ekipa pomiarowa nie znajduje się przypadkowo na miejscu, nie ma żadnych szans na dotarcie w rejon powodzi w takim czasie, by możliwe było uchwycenie przebiegu zjawisk we wszystkich fazach ich rozwoju. Ponieważ sytuacja kształtuje się podobnie w dolinach rzek górskich i wyżynnych innych obszarów, przeto jest oczywiste, dlaczego literatura przyrodnicza, dotycząca przepływów i osadów pozakorytowych, jest tak skromna i jednostronna. W naukach hydrotechnicznych sytuacja przedstawia się niewiele lepiej. Prawie wszystkie opracowania hydrologiczne znane autorowi zostały wy-

konane metodą *ex post facto*, na podstawie bardzo ogólnych lub uśrednionych w czasie danych pomiarowych, których dokładność pozostawia często wiele do życzenia. Wąskie hydrotechniczne podejście, a w polskiej literaturze hydrologicznej także niewłaściwa i nieściśła terminologia dotycząca osadów, form i sposobów transportu oraz depozycji, czynią większość opracowań hydrologicznych mało przydatnymi dla przyrodnika. Radykalną zmianę istniejącego stanu rzeczy przynieść mogą tylko badania stacjonarne w zautomatyzowanych i skomputeryzowanych stacjach kontrolno-pomiarowych, które należałoby zainstalować na stałe w wybranych doświadczalnych odcinkach dolin rzecznych. W Polsce niezbędne jest ponadto ujednoczenie terminologii dotyczącej procesów, form i osadów między przedstawicielami nauk przyrodniczych i hydrologami. Problem ten nie istnieje na przykład w Stanach Zjednoczonych, których służba hydrologiczna, działająca w ramach U.S. Geological Survey, może być pod względem technicznym i organizacyjnym wzorem dla służb hydrologicznych wszystkich krajów.

Rozdział niniejszy został napisany z myślą o Czytelniku, któremu nieobce są podstawy mechaniki płynów, i stąd nie zawiera on wiadomości o charakterze podstawowym. Przy pisaniu tego rozdziału autor starał się ograniczyć do półempirycznych teorii hydraulicznych bądź też do takich hipotez hydraulicznych, które zostały potwierdzone przez liczne badania doświadczalne. Nie zostały tu natomiast uwzględnione lokalne formuły empiryczne, np. formuły określające transport zawiesiny w rzekach karpaccich. Wiadomo, że formuły takie są sprawne w zakresie warunków, dla których zostały wyprowadzone, i nie mogą być stosowane bez sprawdzenia w innych warunkach (np. w Sudetach). Dla Sudetów brak niestety podstawowych danych hydrologicznych, które mogłyby umożliwić przeprowadzenie takiej weryfikacji. Jednym z celów tego rozdziału jest spopularyzowanie w kraju pewnych teorii i formuł, które są na ogół doskonale znane geomorfologom i geologom fluwialnym angielskiego kręgu językowego, o czym świadczy najlepiej przegląd literatury cytowanej w tym artykule. Napisanie tego rozdziału jest też usprawiedliwione faktem, że w polskiej literaturze geomorfologicznej i geologicznej poruszane tutaj zagadnienia są pomijane lub przedstawiane w sposób niewłaściwy.

Rozpatrując przepływy pozakorytowe należy zwrócić uwagę na szereg parametrów i zjawisk hydrodynamicznych, które w możliwie zwartej formie zostaną przedstawione niżej.

1. Ustaloność przepływu (ang. flow steadiness). Już intuicyjnie można założyć, że pole prądu przepływów pozakorytowych musi być zmienne w czasie, a zatem w strefie pozakorytovej ruch jest praktycznie zawsze nieustalony. Okoliczność ta rzutuje bardzo niekorzystnie na możliwość obliczania przepływów pozakorytowych, co ukazuje choćby równanie ciągłości ruchu nieustalonego w otwartym korycie aluwialnym:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + w \frac{\partial y}{\partial t} = 0.$$

Równanie to, wskazujące na złożone przyczyny nieustaloności, można stosunkowo łatwo przekształcić do postaci (Henderson 1966):

$$A \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial A}{\partial x} + w \frac{\partial y}{\partial t} = \hat{v}.$$

Jest to podstawowe równanie umożliwiające rozwiązywanie zadań z dziedziny propagacji fal powodziowych. Należy tu dodać, że przepływy powodziowe w ogólności, a pozakorytowe w szczególności nie mogą spełniać równania ciągłości dla ruchu ustalonego, $Q = AV$. Założenie takie, spotykane niekiedy w pracach poważnych i skądinąd zasłużonych autorów, jest błędne i powinno być zaniechane.

2. Równomierność przepływu (ang. flow uniformity). Ruch nieustalony jest zawsze nierównomierny, toteż przepływy pozakorytowe są praktycznie biorąc zawsze nierównomierne. Oznacza to, że w poszczególnych strugach, na jakie można podzielić w myśli przepływ pozakorytowy, średnie prędkości przepływu będą ulegać zmianie wzdłuż osi tych strug, a profile podłużny i poprzeczny powierzchni swobodnej wody będą różne od profilu przy ruchu ustalonym równomiernym i będą zmieniać się w czasie i w przestrzeni. Nierównomierność przepływów pozakorytowych ma złożone przyczyny i wynika zarówno z nieustalonego zasilania, ubytków wody przez infiltrację w podłoże oraz ze zmienności wymiarów, kształtu i szorstkości kolejnych przekrojów przepływowych.

3. Zmienność przepływu (ang. flow variedness). Przepływ nierównomierny może być wolnozmienny lub szybkozmienny i obie te ewentualności mogą wystąpić w strefie pozakorytovej. Jeżeli kolejne przekroje przepływowe zmieniają się nieznacznie i stopniowo pod względem powierzchni, kształtu i szorstkości, a osie strug wykazują tylko nieznaczne zakrzywienia, przepływ jest wolnozmienny. Przepływy takie mogą być obliczane za pomocą równań ruchu równomiernego (por. Posey

1950). Przepływy wolnozmienne można obserwować zarówno w strefie naturalnego wału brzegowego, np. gdy wody powodziowe przelewają się z koryta całą szerokością nie rozciętego trawistego wału brzegowego, jak i w strefie zawala, gdzie występują zwłaszcza w basenach powodziowych podpartych przez wały brzegowe, groble lub stożki napływowe dopływów.

We wszystkich przypadkach, gdy przekrój przepływowy zmienia się nagle lub gdy krzywizny strug są znaczne, przepływ jest szybkozmienny (ang. rapidly varied flow). Przepływ szybkozmienny nie może być obliczany za pomocą równań ruchu równomiernego, a większość zagadnień związanych z ruchem szybkozmiennym nie da się do dziś rozwiązać analitycznie. W szczególności przepływ szybkozmienny występuje, gdy wody powodziowe napotkają zagłębienia starorzeczy, opuszczone koryta, odcięte pętle meandrowe, zagłębienia podstokowe lub inne lokalne zagłębienia terenu. Ruch szybkozmienny występuje też w otoczeniu przeszkód. Obserwacje terenowe wskazują, że warunki

przepływu szybkozmiennego mogą powstać w czasie powodzi samorzutnie, nawet na płaskich i pozabawionych przeszkód powierzchniach. Zjawisko to autor obserwował na wałach brzegowych, a zwłaszcza u wylotu krewas na szerokie, płaskie powierzchnie. Ekspansja przepływu, początkowo w warunkach ruchu wolnozmiennego, wywołuje w takich miejscach przyspieszoną lokalną depozycję osadu, a formy depozycyjne stają się z kolei nierównościami terenu inicjującymi ruch szybkozmienny.

4. Separacja prądu i zjawisko przepływu typu „jet”. W przypadku przepływu szybkozmiennego dochodzi do oderwania turbulენტnej warstwy przyściennej od ścian koryta. Zjawisko to znane jest pod pojęciem separacji prądu (ang. flow separation). Rozważmy tu zjawisko separacji prądu rozwinięte na dużą skalę, za nierównościami terenu, w zakrętach koryt aluwialnych (fig. 4; Carey 1969; Hickin 1977, 1979; Page i Nanson 1982), a także za przeszkodami (drzewa, kępy wikliny, zatory roślinne). Separacja prądu jest, jak wiadomo od

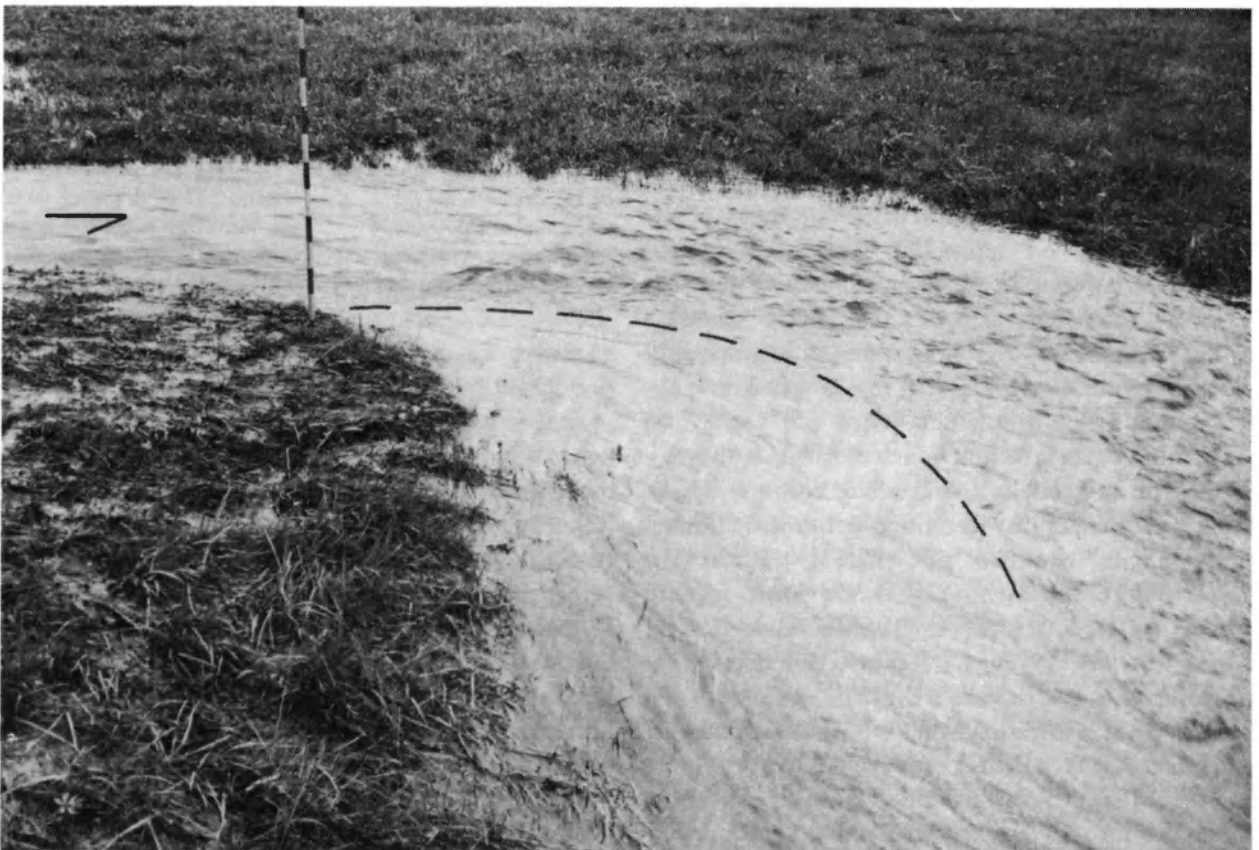


Fig. 4. Separacja prądu w zakręcie koryta aluwialnego. Opuszczone meandrujące koryto na powierzchni stożka Miskowic. Rzeka Złotna, punkt 7, sierpień 1977 r. Strefa separacji prądu zaznaczona linią przerywaną. Cyrkulacja wsteczna w strefie separacji spowodowała powstanie małej piaszczystej platformy łachy meandrowej. Tyczka stoi w punkcie separacji

Separation of flow in a bend of an alluvial channel. Abandoned meandering channel on the Miskowice Fan, site 7, River Złotna, August 1977. The zone of flow separation indicated by dashed line. Backflow circulation in the zone of separation resulted in the development within it of small sandy bar platform. Levelling rod indicates point of separation

czasu klasycznych prac Prandtla (1952), wynikiem nagłego wzrostu ciśnienia hydrostatycznego w kierunku przepływu, co prowadzi do powstania ruchu zmiennego opóźnionego. Hamowanie przydennej, wolno poruszającej się warstwy wody prowadzi w końcu do całkowitego jej zatrzymania, a następnie do powstania przy dnie warstwy przepływu wstecznego. Separacja prądu od ścian koryta zachodzi także wówczas, gdy prąd ulega nagłej ekspansji w kierunku przepływu. Z doświadczeń Nikuradse (1929, cytując za Schlichtingiem 1951) wynika, że separacja prądu wystąpi wówczas, gdy dno ulegnie nagłemu załamaniu pod kątem większym niż 5° . Obie przyczyny separacji prądu (nagły wzrost ciśnienia w kierunku przepływu oraz raptowne załamanie dna) mają miejsce, gdy przepływ powodziowy natrafi na zagłębienie, depresję, starorzecze lub odcięte koryto. Jak wspomniano wyżej, separacja prądu związana z jego ekspansją i załamaniem dna może wystąpić także w przypadku przyspieszonej lokalnej depozycji osadu u wylotu krewas.

Ze zjawiskiem separacji prądu łączy się powstanie swobodnego strumienia oderwanego typu „jet flow”. Jest to zjawisko analogiczne do wypływu cieczy z dyszy. Oderwany strumień typu „jet” (ang. free jet flow) może być płaski, co zdarza się najczęściej, lub osiowo-symetryczny, jak w przypadku niektórych krewas i odsypów przelewowych (por. Albertson *et al.* 1950; Bates 1953).

Niezależnie od tej podstawowej klasyfikacji, rzutującej na wymiarowość przepływu, a tym samym na geometrię form depozycyjnych, strumień typu „jet” może być subhoryzontalny, zanurzający się lub wynurzający się (fig. 5). Z płaskim subhoryzontalnym strumieniem typu „jet” łączy się powstanie w zagłębieniach terenu form depozycyjnych typu mikrodelt. Mikrodeltę cechuje płaska, subhoryzontalna powierzchnia stropowa i ściana przyrastająca czołowo pod kątem naturalnego zyspu piasku lub żwiru pod wodą (por. Jopling 1963a, b, 1964, 1965a, b, 1966a; Allen 1965b, 1968a, b, 1969, 1970a, b; Johansson 1975). Z zanurzającym się strumieniem typu „jet” łączy się przede wszystkim erozja dna i powstanie rozmyć, rynien erozyjnych lub kotłów eworsyjnych (por. Laursen 1952). W strefie uderzenia takiego strumienia o dno tworzą się charakterystyczne wiry grzybowe (A. K. Teisseyre, 1984), widoczne na powierzchni wody jako kłębiące się wiry wstępujące. W końcu z wynurzającym się strumieniem typu „jet” związane są odsypy przelewowe (ang. chute bars, McGowen i Garner 1970; Bluck 1979). W przekroju podłużnym odsypy przelewowe od-

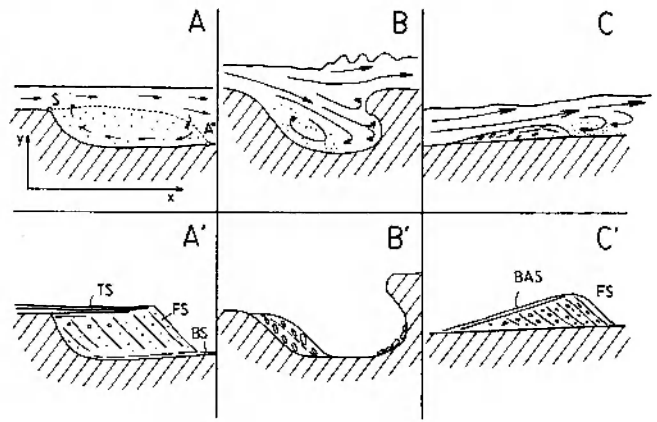


Fig. 5. Trzy typy szybkozmiennego ekspandującego przepływu typu „jet”, widziane w podłużnym przekroju pionowym (płaszczyzna xy), oraz trzy rodzaje związanych z nimi form akumulacyjnych. Strefy separacji prądu kropkowano. *A* – płaski subhoryzontalny przepływ typu „jet”, *S* – punkt separacji, *A** – punkt ponownego przyłgnięcia turbulენტnej warstwy przyściennej do dna; *B* – zanurzający się strumień typu „jet”; *C* – wynurzający się strumień typu „jet”, wymuszony przez formę akumulacyjną na dnie. *A'* – mikrodelta; *B'* – odsypy żwirowe w kotle eworsyjnym; *C'* – odsyp przelewowy; *TS* – zestaw lamin grzbietowych; *FS* – zestaw lamin odprądowych (skośnych); *BS* – zestaw lamin dennych; *BAS* – zestaw lamin wstecznych (podprądowych)

Three categories of rapidly varied expanding jet flow (seen in the vertical xy plane) and their corresponding depositional forms. Dotted are zones of flow separation. *A* – flat subhorizontal jet flow, *S* – point of separation. *A** – point of re-attachment, *B* – submerged jet; *C* – emerged jet occasioned by the depositional form. *A'* – microdelta; *B'* – gravel accumulations in a pothole; *C'* – chute bar. *TS* – topset laminae; *FS* – foreset laminae; *BS* – bottomset laminae; *BAS* – backset laminae (dipping upcurrent)

znaczają się powierzchnią naprądową nachyloną pod prąd pod kątem do 20° oraz ścianą zyspu przyrastającą czołowo pod kątem naturalnego zyspu piasku lub żwiru. W powierzchni naprądowej może powstać płytkie nieckowate koryto, co powoduje, że w niektórych przypadkach przepływ ma tu charakter zbliżony do strumienia osiowo-symetrycznego.

Mikrodeltę różnią się zatem od odsypów przelewowych pod względem genetycznym i geometrycznym. Odmienny rodzaj ekspansji przepływu szybkozmiennego powoduje, że formy te różnią się między sobą kształtem, nachyleniem powierzchni naprądowych i budową wewnętrzną, a także – jak to będzie wykazane niżej – wielkością ziarna i jego wysortowaniem.

Zjawiska separacji prądu rozwinięte na małą skalę w zaprądowej części riplemarków są powszechnie znane i nie będą tu omawiane.

5. Charakter hydrodynamiczny powierzchni terenu w strefie pozakorytowej. Od czasu klasycz-

nych badań Nikuradse (1933, cytując za Schlichtingiem 1951) wiadomo, że istnieją trzy rodzaje przepływów w zależności od charakteru powierzchni ścian (dna koryta): przepływ może być gładki, przejściowy lub w pełni szorstki. O charakterze przepływu decyduje stosunek wysokości elementów szorstkich k_s do grubości podwarstwy laminarnej δ_{sub} występującej w bezpośrednim sąsiedztwie ścian koryta. Schlichting (1936, 1951, 1960) oraz cytowani przez niego Nikuradse (1933) i Reichardt (1940) wykazali, że grubość podwarstwy laminarnej jest proporcjonalna do lepkości kinematycznej ν i odwrotnie proporcjonalna do prędkości ścinania $V^* = \sqrt{gRS}$:

$$\delta_{sub} = 11,6 \frac{\nu}{V^*}.$$

Grubość podwarstwy laminarnej będzie więc tym większa, im niższa będzie temperatura wody (ν rośnie ze spadkiem temperatury) i im mniejsza będzie prędkość ścinania.

Przepływ będzie gładki, gdy $0 \leq k_s/\delta_{sub} \leq 1$. Przypadek taki zachodzi zwykle na obszarach pozakorytowych pokrytych świeżym, nie wyschniętym mułem lub piaskiem drobno- a nawet średnioziarnistym. Jeżeli powierzchnie takie są płaskie i pozbawione form dennych, wówczas opory przepływu zależą głównie od stycznych sił tarcia wynikających z lepkości wody i powstających w podwarstwie laminarnej. Najczęściej jednak powierzchnie te są pokryte riplemarkami prądowymi. W takim przypadku opory przepływu rosną bardzo wydatnie i są przede wszystkim związane z oporem form dna (ang. form resistance), wynikającym z pionowych zmian ciśnienia (Prandtl 1952).

Gdy iloraz $1 \leq k_s/\delta_{sub} \leq 14$, wówczas przepływ ma charakter pośredni, a turbulencja nie jest w nim w pełni rozwinięta. Charakter taki mają powierzchnie wyścielone piaskiem grubo- lub bardzo gruboziarnistym, piaskiem ze żwirem bądź drobnym żwirem. Podobnie będzie się zachowywać powierzchnia trawiasta po częściowym wyłożeniu trawy. Współczynniki oporu przepływu są w takich warunkach funkcją liczby Reynoldsa.

W końcu przepływ jest w pełni szorstki, gdy $k_s/\delta_{sub} > 14$. Dzieje się to na powierzchniach wyścielonych żwirem o średnicy $D > 8$ mm, a także na powierzchni trawiastej przed wyłożeniem trawy, w nadrzecznych zaroślach wierzbowych itp. Turbulencja jest wówczas w pełni rozwinięta, a wielkość współczynników oporu staje się funkcją średniej wysokości elementów szorstkich. Na przykład dla współczynnika oporu Manninga wypro-

wadzono formułę empiryczną (Strickler 1923, cytując za Hendersonem 1966; Williamson 1951):

$$n = 0,03779 D^{1/6},$$

gdzie D oznacza średnią wysokość elementów szorstkich k_s w metrach (ostatnio zaleca się stosowanie jako parametru k_s wartości $3,5 D_{84}$, por. Bray 1982). Formuła powyższa stosuje się dla $D > 0,008$ m i ziarnowej liczby Reynoldsa

$$Re^* = \frac{D \cdot V^*}{\nu} \geq 600.$$

Strefa pozakorytowa jest w czasie powodzi korytem wód powodziowych. W części polskiej literatury potamologicznej mówi się nawet o „łożysku” wód powodziowych. Jest to o tyle nieścisłe, że w języku polskim terminy „koryto” i „łożysko” są prawie synonimami (Skorupka *et al.* 1969), nie mogą zatem być nazwami dwóch różnych desygnatów. Wracając do koryta wód powodziowych wypada stwierdzić, że jest to koryto bardzo szczególne. W Sudetach na przykład jego wymiary i zarys w planie zależą w większym stopniu od struktury podłoża niż od długookresowej działalności rzeki (Jahn 1980), a jego dno ma zupełnie inne właściwości niż dno rzeki. Głębokości zalewów powodziowych są w Sudetach prawie zawsze mniejsze niż w korycie rzeki, stąd też promień hydrauliczny w strefie pozakorytowej ma z reguły mniejszą wartość niż w korycie rzeki. Zupełnie inne wartości przybiera w strefie pozakorytowej bezwymiarowy parametr kształtu koryta $CSF = w/d$. O ile w korycie rzeki krętej parametr ten przy stanie pełnokorytowym rzadko kiedy przekracza 10 (por. Schumm 1968a, b), to w obszarze pozakorytowym wynosi on nierzadko 1000, osiąga więc wartości notowane tylko w niektórych rzekach roztokowych. Jest to o tyle paradoksalne, że przepływy pozakorytowe niosą zwykle głównie lub nawet wyłącznie zawiesinę, a więc przy parametrach kształtu roztoki mają obciążenie typowe dla nizinnej rzeki meandrującej. Koryto wód powodziowych jest więc pod względem morfologicznym i hydrologicznym niepodobne do koryta rzeki poza okresem powodzi. Wskazuje to także na wrodzoną niestabilność przepływów pozakorytowych, która w fazie opadania wód powinna przejawiać się tendencją do dzielenia nurtu i roztokowania. Dalej, pojęcie geometrii hydraulicznej w sensie stosowanym do koryta rzeki (Leopold i Maddock 1953) nie może odnosić się do zalewanego dna jej doliny. Istotnie, w przypadku terenów zalewowych, nie może być mowy o osiągnięciu jakiegoś stanu równowagi przede wszystkim

dlatego, że przepływy pozakorytowe nie uruchamiają zazwyczaj osadów podścielających równiny aluwialne. Koryto wód powodziowych jest więc zatem w zasadzie korytem stabilnym, chyba że katastrofalna powódź spowoduje zerodowanie i usunięcie gleby wraz z roślinnością.

6. Odnośnie do stanu przepływu można uznać, że **przepływy powodziowe w strefie pozakorytovej** są zawsze turbulentne. Dla przykładu w czasie powodzi w dniach 1-3. 08. 1977 r. na odcinku badawczym w Błażkowej liczba $Re = 4VR/v$ wahała się w przedziale $1,5 \cdot 10^4 \div 2,6 \cdot 10^6$ (strefa pozakorytovej poza naturalnym wałem brzegowym). W fazie opadania wód w basenach popowodziowych można liczyć się z przepływem quasi-laminarnym.

7. **Ustrój prądu**, określony liczbą Froude'a $Fr = V/\sqrt{gd}$, zmienia się w strefie pozakorytovej w dość szerokich granicach. Liczby Froude'a w zakresie 1-2, odpowiadające przepływowi rwącym (ang. supercritical flow), występują w krewasach i w korytach krewasowych, zwłaszcza w rejonie grzbietu naturalnego wału brzegowego (fig. 6). Zgodnie z tym krewasy i najwyżej położone stre-

fy koryt krewasowych są w czasie powodzi miejscami erozji i intensywnego transportu osadu. Tak więc, jeżeli wypływ wód powodziowych z koryta ma charakter krewasowy, wówczas brak ciągłości między osadami korytowymi a osadami tzw. „głifów krewasowych” (por. Gradziński 1973; Gradziński *et al.* 1976), które zaczynają się w pewnej odległości od grzbietu wału brzegowego.

Jeżeli wypływ wód powodziowych z koryta ma charakter płaskiego przelewu przez nierozcięte, trawiaste wały brzegowe (ang. flat overflow), wówczas w strefie grzbietu wału powstaje najczęściej przepływ krytyczny lub zbliżony do krytycznego (Fr ok. 1, fig. 7). W takim przypadku grzbiet wału brzegowego stanowi, przynajmniej w pewnym okresie powodzi, krytyczne zwężenie strumienia wypływającego z koryta. Pociąga to za sobą podobne skutki geomorfologiczne jak wypływ krewasowy, a mianowicie znaczne ograniczenie depozycji w strefie grzbietu wału. Nierozcięte wały brzegowe są prawie zawsze wałami trawiastymi, pozbawionymi drzew i krzewów. Na takich wałach w czasie powodzi może osadzić się parę milimetrów piasku – tyle, ile mogą przechwycić źdźbła traw



Fig. 6. Przepływ rwący ($Fr > 1$) na wale brzegowym. Złotna, stożek Miskowice, punkt 7, 2 sierpnia 1977 r. Linią przerywaną zaznaczono koryto rzeki

Supercritical flow on a natural levee. River Złotna, Miskowice Fan, site 7, August 2, 1977. Channel is indicated by dashed line



Fig. 7. Przepływ zbliżony do krytycznego w miejscu przelewania się wód powodziowych nad grzbietem wału brzegowego do koryta krewasowego (na pierwszym planie). W korycie rzeki i w korycie krewasowym przepływ był spokojny. Bóbr, odcinek badawczy w Bukowce, 2 sierpnia 1977 r. Stan rosnący

Nearly critical flow on crest of natural levee. In the river channel and in crevasse channel (foreground) the flow was subcritical. River Bóbr, Bukówka study reach, August 2, 1977. Rising stage

przed ostatecznym ich wyłożeniem. Przepływ krytyczny ($Fr = 1$) może też pojawić się w różnych fazach powodzi ponad zalanymi gołbami i wałami brzegowymi odciętych koryt (pl. VI, 2).

Poza strefą naturalnego wału brzegowego przepływy powodziowe są zwykle spokojne ($Fr < 1$, fig. 8, pl. VI, VII i IX, 1; ang. subcritical flow). Ze względu na duże spadki dolin rzek górskich na wielu równiach zalewowych liczba Fr może utrzymywać się jednak w przedziale 0,6-0,9.

W strefie pozakorytowej nie obserwuje się na ogół zjawisk progu wodnego. Ponieważ liczby Fr nawet w strefie wału brzegowego zamykają się zwykle w granicach 1-1,75, jest oczywiste, że przepływ taki przechodząc w przepływ spokojny ($Fr < 1$) nie tworzy progu wodnego, lecz ciąg fali stacjonarnych (tzw. „falujący próg wodny”). Ze wspomnianymi falami stacjonarnymi mogą być jednak związane przydenne strefy separacji prądu, występujące pod grzbietami fali stacjonarnych (Rehbock 1929). Sprzyja to erozji podłoża, o ile nie jest ono bronione przez dostatecznie gęstą darń.

8. Ustrój szorstkości (ang. regime of roughness) i **opory przepływu**. Od ustroju prądu należy odróżnić ustrój szorstkości powierzchni (dna). W dolnym ustroju szorstkości pokrywy depozycyjne zbudowane z materiału ziarnistego (niekohezyjnego) są pokryte riplemarkami lub pozbawione form dna. W pierwszym przypadku współczynniki oporu są znaczne (np. współczynnik oporu Manninga $n = 0,017-0,028$). Całkowite opory przepływu są w dużej mierze związane z oporem form (ang. form resistance), głębokości przepływu są względnie duże, liczba Froude'a waha się zazwyczaj w przedziale 0,02-0,30.

Jeżeli pokrywy depozycyjne złożone z grubego piasku lub żwiru są pozbawione form i płaskie, wówczas mówimy, że tworzyły się w warunkach górnego ustroju szorstkości. Współczynniki oporu są w takim przypadku mniejsze (dla piasku $n = 0,011-0,024$, dla żwiru $n = 0,018-0,030$). Całkowite opory przepływu zależą wówczas od liczby Reynoldsa (osady o średnicy ziarn $D < 0,008$ m) lub od średniej wysokości elementów szorstkich



Fig. 8. Przepływ rwący w korycie rzeki (po lewej widoczne fale stacjonarne) oraz przepływ spokojny na równi zalewowej. W miejscu powrotu wód powodziowych do koryta rzeki powstają krewasy powrotne. Złotna, stożek Miskowic, punkt 7, 2 sierpnia 1977 r.

Supercritical flow in the river channel (on the left, note standing waves) and subcritical flow on flood plain. Return crevasses are developing in place where flood waters come back to the channel. River Złotna, Miskowice Fan, site 7, August 2, 1977

k_s , (dla $D > 0,008$ m). Głębokość przepływu jest w takim przypadku względnie mała. Należy tu dodać, że w środowisku pokryw piaszczystych przejście od dolnego do górnego ustroju szorstkości dokonuje się przy liczbach Fr mniejszych od jedności. Dla piasków o średniej średnicy ziarn $D < 0,45$ mm górny ustrój szorstkości zaczyna się już przy liczbie $Fr < 0,844$. Górny ustrój szorstkości pokrywa się więc w takim przypadku częściowo ze spokojnym ustrojem prądu. Ma to bardzo istotne znaczenie sedymentologiczne, ponieważ pozwala zrozumieć, dlaczego w Sudetach na przykład pokrywy piaszczyste strefy pozakorytowej wykazują w zasadzie tylko dwa rodzaje form dna: powierzchnie pokryte riplemarkami lub płaskie dno, mimo że w obu przypadkach ustrój prądu był w czasie powodzi spokojny.

W wielu piaskach deponowanych współcześnie na wałach brzegowych obserwuje się dość dużą domieszkę ziarn znacznie większych (do paru centymetrów średnicy), lecz, o małym ciężarze obje-

tościowym (koks, żużel, różne lekkie odpadki). Na pokrywach piaszczystych pokrytych riplemarkami lub w odsypach typu mikrodelty ziarna te koncentrują się w dolinach między riplemarkami lub u czoła mikrodelty. Badania laboratoryjne wykazują, że w takiej sytuacji współczynniki oporu maleją, podobnie jak jednostkowy przepływ osadu (Guy *et al.* 1966; Hooke 1968). Odwrotny jest natomiast wpływ pojedynczych dużych ziarn luźno rozsypanych na powierzchni piasku, która sama w sobie byłaby hydrodynamicznie gładka (Guy *et al.* 1966; Hooke 1968) – współczynniki oporu rosną, podobnie jak przepływ osadu. Jest to sytuacja typowa dla wałów brzegowych i części równi zalewowych.

Liczne badania laboratoryjne wykazały ponadto, że zainicjowanie ruchu osadu pociąga za sobą zmniejszenie współczynników oporu. I tak współczynnik oporu de Chézy w warunkach inicjacji transportu zawieszinowego wynosi tylko 0,6-0,8 wartości odpowiadającej warunkom inicjacji ruchu

ziarn (Simons i Richardson 1961, 1962, 1966; Guy *et al.* 1966; Jopling 1966b). Do obliczeń przepływów powodziowych w strefie pozakorytowej częściej jednak stosuje się formułę Manninga, ponieważ współczynniki oporu Manninga wykazują w warunkach naturalnych mniejszą zmienność niż współczynniki oporu de Chézy (Chow 1959; Henderson 1966).

Nie jest to sprzeczne ze znanym faktem, że współczynniki oporu Manninga dla strefy pozakorytowej zmieniają się w znacznie większych granicach niż w strefie korytowej. Za Chow (1959) i Barnesem (1967) można podać następujące wartości współczynnika n w zależności od pokrycia terenu w strefie pozakorytowej: wysoka trawa, n (średnie) = 0,035 (zakres 0,030-0,050), trawa położona $n = 0,030$ (0,025-0,035), pola niezasiane $n = 0,030$ (0,020-0,040), pola z zasiewami rzędownymi $n = 0,035$ (0,025-0,045), pola z zasiewami ciągłymi $n = 0,040$ (0,030-0,050), pojedyncze krzaki, wysoka trawa i byliny $n = 0,050$ (0,035-0,070), rzadka wiklina w zimie $n = 0,050$ (0,035-0,060), rzadka wiklina w lecie $n = 0,060$ (0,040-0,080), gęsta wiklina w zimie $n = 0,070$ (0,045-0,110), gęsta wiklina latem $n = 0,100$ (0,070-0,160), zarośla wierzbowe latem $n = 0,150$ (0,110-0,200). Na stokach współczynnik oporu Manninga wynosi średnio $n = 0,50$, może natomiast osiągnąć nawet wartość $n = 1,0$ (Emmett 1970).

Pewne pojęcie o wpływie zarośli drzew liściastych na warunki przepływu w dolinie rzeki krętej dają badania Burkham (1976a, b). Badając przepływy powodziowe w dolinie rzeki Gila w południowo-zachodniej Arizonie autor ten stwierdził, że usunięcie ze strefy pozakorytowej zarośli spowodowało 25% wzrost średniej prędkości przepływu powodziowego, 15% zmniejszenie stanu powodziowego i 30% spadek współczynnika oporu Manninga (w czasie szczytu fali powodziowej).

Informacje na temat ustroju szorstkości w warunkach dna pokrytego drobnym mułem są bardzo skąpe. Zagadnienie to badał laboratoryjnie m. in. Rees (1966). Cytowany autor stwierdził, że zachowanie się takiego dna zależy głównie od dwóch czynników: od wartości naprężeń ścinających na dnie oraz od obecności i koncentracji zawiesiny. W przypadku gdy zasilanie przepływu zawiesiną jest niewielkie, tak że przy dnie nie może wytworzyć się transport denny, formy dna mogą się w ogóle nie wytworzyć, dno zaś pozostanie płaskie w całym zakresie naprężeń ścinających. Dno takie, powstające najczęściej w wyniku powolnej sedymentacji mułu z rozcieńczonych zawiesin, jest praktycznie przez cały czas w gór-

nym ustroju szorstkości. Jest to dno hydrodynamicznie gładkie, a naprężenia ścinające pojawiające się na nim reprezentują klasyczny ustrój wiskozyjny.

Jednakże jeżeli przepływ nad płaskim dnem mułowym jest obficie zasilany zawiesiną, wówczas w pewnym zakresie naprężeń ścinających pojawiają się na nim riplemarki prądowe (dolny ustrój szorstkości). Powyżej i poniżej pewnego zakresu naprężeń ścinających dno i w tym przypadku będzie płaskie (Rees 1966). Ważnym wynikiem badań laboratoryjnych Reesa jest stwierdzenie, że płaskie dno jest w zasadzie jedyną trwałą formą dna mułowego. W doświadczeniach, w których transport zawiesiny stopniowo zamierał, mimo utrzymującego się przepływu wody, obserwował Rees (1966) rozmywanie riplemarków i powrót do płaskiego dna. Zdaniem autora tłumaczy to dobrze charakter powierzchni mułowych form depozycyjnych strefy zawała (płaskie, pozbawione form powierzchni) jak i ich warstwowanie (równoległa, subhoryzontalna laminacja lub brak struktury warstwowej).

Na podstawie badań Reesa (1966) można przewidzieć istnienie w facjach mułowych strefy zawała wielozestawów lamin z laminacją poziomą w spągu (pierwsza faza powodzi), laminacją skośną riplemarkową w środku (szczyt fali powodziowej) i ponownie z laminacją poziomą w stropie (późne fazy opadania wód). Wielozestawy takie byłyby odpowiednikiem w facji mułowej pensymetrycznych gradacyjnych ławic piasków strefy naturalnego wału brzegowego.

9. Prędkość przepływu i rozkład wektorów prędkości w planie. Prądy gęstościowe. Średnia prędkość przepływu pozakorytowego jest zwykle 2-3 razy mniejsza niż w korycie rzeki. Burkham (1976a, b) wykazał na przykładzie rzeki Gila, że taki rozkład prędkości przepływu powodziowego w dnie doliny powoduje wydłużenie fal powodziowych i zmniejszenie przepływów maksymalnych. Wyjątkiem od tej zasady są jednak krewasy i niektóre koryta krewasowe. W miejscach tych średnia prędkość przepływu może być porównywalna, a nawet większa od lokalnej średniej prędkości w korycie rzeki. Jest to wywołane z jednej strony krytycznym lub nadkrytycznym dławieniem strumienia kierującego się do krewas, a z drugiej strony spadkiem poprzecznym wałów brzegowych, który jest nierzadko większy niż średni spadek podłużny koryta rzecznoego. Ma to określone implikacje geomorfologiczne i wyjaśnia wyłączość lub znaczną przewagę erozji nad depozycją w wielu krewasach i korytach krewasowych (depozycja jest tu zwykle ograniczona do odkładania cienkich

warstw bruku złożonego z dobrze przemytego żwiru). W całej strefie pozakorytowej krewasy i koryta krewasowe są zatem mezośrodowiskiem o największej energii.

Należy tu dodać, że wśród pionierskich badań nad prędkościami przepływu w strefie pozakorytowej znajduje się opracowanie Dębskiego (1938).

Rozkład wektorów prędkości w planie doliny rzecznej jest natomiast z reguły bardziej złożony, niż to się zwykle w literaturze przyjmuje (por. Sellin 1964, 1969; Toebes i Sooky 1965, 1967). Po pierwsze należy wyjaśnić, że wody płynące korytem różnią się znacznie co do struktury i intensywności turbulencji od wód powodziowych płynących w strefie pozakorytowej. W korycie rzeki intensywność turbulencji i, co za tym idzie, także ciężar właściwy wody są zawsze wyraźnie większe niż w przyległym obszarze pozakorytowym. W związku z tym przepływ korytowy zachowuje swą odrębność nie tylko w dolinie rzecznej, ale także w tak dużych zbiornikach wodnych jak na przykład Zbiornik Pilchowski. W razie zalania całego dna doliny w korycie rzeki nadal odbywa się przepływ silnie obciążonego zawiesiną prądu gęstościowego. Prąd gęstościowy toczy po dnie koryta obciążenie denne (żwir), które jest nadal transportowane wzdłuż koryta rzeki, mimo że na powierzchni zalewu kierunek przepływu powierzchniowego może być inny.

Sytuację taką autor obserwował wielokrotnie w rzekach zlewni górnego Bobru, a także w zbiorniku Bukówka. Był to suchy zbiornik przeciw-

powodziowy, wypełniający się wodą jedynie w czasie powodzi. W czasie powodzi w dniach 1-3. 08. 1977 r. rzędna wody spiętrzonej w tym zbiorniku sięgała 9 metrów (maksymalne spiętrzenie wynosiło 13,2 m). Mimo tego wody powodziowe silnie obciążone zawiesiną nadal płynęły korytem Bobru powodując w nim powstanie łańcuchów żwirowych i nadbudowując wały brzegowe warstwą mulastego piasku o grubości 2-10 cm. Część żwiru przepływała nawet przez zbiornik przez upust deny. Różnice ciężaru właściwego wód zbiornika i wód płynących zanurzonym korytem były znaczne. W zbiorniku $\gamma = 1001-1005 \text{ kG/m}^3$, a w korycie rzeki $\gamma = 1008-1050 \text{ kG/m}^3$ (lokalnie do 1070 kG/m^3). Należy tu także dodać, że pojęcie „zawiesiny” nie ma znaczenia absolutnego, jeżeli chodzi o wielkość ziarna materiału zawieszzonego (Graf 1971; Bogárdi 1974). Zawiesiny pelagiczne zbiornika zaporowego będą zawierały jedynie drobny muł i il. Zawiesiny gradacyjne zbiornika zawierają muł, il i piasek. Zawiesiny gradacyjne rzeki mogą zawierać nawet żwir frakcji 4-64 mm (por. punkt 11).

W dolinach rzecznych zjawisko gęstościowego przepływu korytowego jest zwykle wyraźnie widoczne. Jeżeli stan wód powodziowych nie jest zbyt wysoki, wówczas nurt poruszający się korytem rzeki jest widoczny na powierzchni jako struga wody o dużej prędkości i znacznej turbulencji. Struga największej prędkości biegnie więc korytem rzeki, a jej kręty tor zbliża się do przebiegu koryta. Faktycznie struga największej prędkości ścina zakręty koryta i zjawisko to jest tym wyraźniejsze, im większe są prędkości przepływu (Henderson 1966; A. K. Teisseyre 1980). Od strugi tej odgałęziają się strugi boczne, zasilające przepływy pozakorytowe. W pobliżu koryta mogą one mieć kierunek prawie prostopadły do jego osi, w pewnej zaś odległości od koryta, na równiach zalewowych i w basenach popowodziowych ustala się stopniowo kierunek przepływu zgodny z nachyleniem dna doliny. W zagłębieniach podstokowych kierunki przepływu są równoległe do osi tych zagłębień i z reguły równoległe do przebiegu linii granicznej dolina/stok.

W miejscach, gdzie koryto meandrującej rzeki przecina skośnie oś doliny, wody powodziowe płynące z góry wracają częściowo do koryta rzeki łącząc się z przepływem korytowym (fig. 6, 9, 10, pl. IX). Sposób, w jaki się to dokonuje, zależy od ukształtowania wału brzegowego. Wody powodziowe mogą wracać do koryta całą powierzchnią nie rozciętego wału brzegowego albo przez tak zwane krewasy powrotne (termin proponowany przez

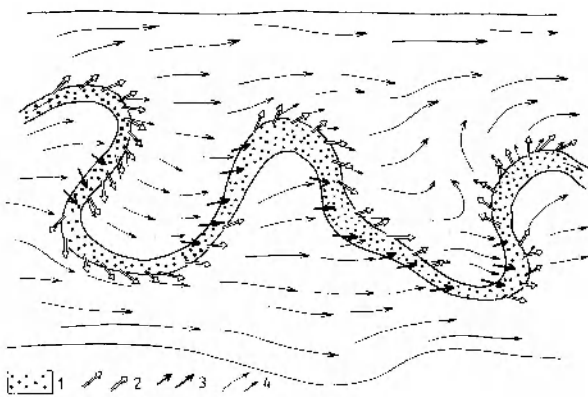


Fig. 9. Układ prądów w dnie doliny górskiej w czasie powodzi. 1 – prąd gęstościowy w korycie rzeki; 2 – wody przelewające się z koryta na obszar pozakorytowy; 3 – wody powracające do koryta z obszaru pozakorytowego; 4 – kierunki prądów w obszarze pozakorytowym

Flow pattern in a mountain valley during flood. 1 – density current in a river channel; 2 – waters overflowing from the channel onto extra-channel areas; 3 – waters coming back to the channel from the extra-channel areas; 4 – flow directions in the extra-channel zone



Fig. 10. Krewasy powrotne na prawym brzegu dolnej Złotnej. Stożek Miskowic, punkt 7, 24 sierpnia 1977 r.
Return crevasses on the right bank of the lower Złotna. Miskowice Fan, site 7, August 24, 1977

autora, por. A. K. Teisseyre 1980; fig. 8, 10, pl. IX). Równocześnie na przeciwnym brzegu koryta część wód płynących korytem występuje na równię zalewową zasilając przepływ powodziowy.

Tak więc w czasie powodzi układ wektorów prędkości w strefie zalanej dna doliny jest na ogół skomplikowany i wykazuje dość znaczny rozrzut kierunków (fig. 11). Nie jest prawdą, że w czasie powodzi ustala się jednak kierunek przepływu zgodny z osią doliny rzecznej, jak się to często przyjmuje, zwykle w opracowaniach hydrotechnicznych. Należy podkreślić, że przepływ korytowy zachowuje nadal swą odrębność na zasadzie prądu gęstościowego. Między przepływem korytowym i pozakorytowym dokonuje się jednak stała wymiana wód. Koryto zasila strefę pozakorytową nowymi porcjami wody o stosunkowo znacznej turbulencji i dużej koncentracji zawiesiny. Zachowanie zasady ciągłości ruchu wymaga jednak, aby w pewnych miejscach część wód powodziowych wracała do koryta rzeki, co rzeczywiście ma miejsce. Wody te odznaczają się stosunkowo słabą turbulencją i względnie małą koncentracją zawiesiny. Tak więc wymiana wód między korytem rze-

ki a strefą pozakorytową, której istotą jest konieczność zachowania zasady ciągłości ruchu, jest czynnikiem umożliwiającym utrzymanie względnie stałej koncentracji zawiesiny i transportu osadu w strefie pozakorytovej. Stwierdzenie tej prawidłowości ma istotne znaczenie geomorfologiczne i sedymentologiczne. Ponieważ strefa pozakorytovej jest, ogólnie biorąc, obszarem utraty energii przepływu ulegającej rozproszeniu na skutek tarcia o dno doliny i tarcia wewnętrznego, przeto jasne jest, że jest to zarazem strefa depozycji części obciążenia mineralnego transportowanego przez przepływ pozakorytowy. Stwierdzenie to, będące prawie truizmem, ma jednak określone implikacje geomorfologiczne, na które nie zawsze zwraca się należytą uwagę. Jeżeli w czasie powodzi strefa pozakorytovej jest obszarem depozycji, to koryto rzeki musi być równocześnie strefą erozji, przede wszystkim bocznej. Nie jest bowiem możliwe, aby punktowe czy liniowe źródła materiału detrytycznego (zlewnie niskiego rzędu, drogi gruntowe itp.) w obszarze źródłowym mogły zapewnić utrzymanie w przybliżeniu stałego transportu osadu na pewnym odcinku doliny rzecznej. W miarę wypadania zawiesiny z transportu, co dokonuje się głównie



Fig. 11. Zmienne kierunki przepływu powodziowego w zalanej części doliny Zadrnej (dopływ Bobru). Odcinek badawczy w Jawiszowie, 1 sierpnia 1977 r.

Variable directions of flood flow in submerged part of the River Zadrna valley (tributary of the River Bóbr). Jawiszów study reach, August 1, 1977

(jeśli nie wyłącznie) w strefach pozakorytowych, konieczne jest uzupełnianie tego ubytku przez dostawę ze stoków, a także w wyniku erozji bocznej i dennej (erozja linijna) w korycie rzeki (por. A. K. Teisseyre 1980). Rodzi się zatem nowy problem, mianowicie: jak daleki jest w rzeczywistości powodziowy zasięg transportu zawiesiny? Zasięg ten jest przypuszczalnie mniejszy, niż się to powszechnie przyjmuje. Jako pewną wskazówkę można podać fakt, że w Sudetach charakter i skład mineralny mad zazwyczaj zmienia się bardzo wyraźnie z biegiem rzeki. Problem ten jest wart szcze-

gółowego rozpoznania petrograficzno-sedymentologicznego.

Ogólnie biorąc, zróżnicowanie prędkości przepływu, współczynników oporu i naprężeń ścinających istniejące w strefie pozakorytovej powinno prowadzić do powstania w przepływie powodziowym cyrkulacji wtórnej. W odniesieniu do strefy pozakorytovej zjawisko to jest – o ile autorowi wiadomo – nie zbadane.

10: Efekty piętrzenia (ang. backwater effects) i ich wpływ na procesy fluwialne w dolinach rzecznych. Wiadomo, że przepływ nierównomierny

Fig. 12. Zmiana biegu rzeki, charakteru koryta i równiny aluwialnej w wyniku katastrofalnej powodzi w sierpniu 1977 r. Rzeka Złotna, stożek Miskowic, punkt 7. *a* – stan z czerwca 1977 r. Meandrująca rzeka żwirowenna migruje swobodnie podcinając madowe brzegi koryta. Z prawej widoczna żwirowa platforma łąchy meandrowej. Średni spadek koryta wynosił $S = 0,035$; *b* – ten sam odcinek po powodzi (stan z kwietnia 1978 r.). Koryto meandrujące zostało wypełnione żwirem, równina zalewowa została wyścielona żwirem i piaskiem, bieg rzeki zmienił się na roztokowy. Średni spadek wzrósł do $S = \text{ok. } 0,055$

River- and alluvial plain metamorphosis as the result of the catastrophic flood in August 1977. River Złotna, Miskowice Fan, site 7. *a* – Situation in June 1977. The meandering gravel-bed river was migrating freely across a mud-supported alluvial plain. Note gravelly bar platform on the right. Mean slope was $S = 0.035$; *b* – The same reach after the flood (situation in April 1978). The meandering channel has been filled up with gravel, the alluvial plain has been covered with gravel and sand, and channel pattern has changed from meandering to braided. Mean slope has increased to $S = \text{ca. } 0.055$



a



b

w korycie otwartym musi prowadzić do przeobrażenia i zróżnicowania kształtu powierzchni swobodnej wody, czyli do powstania krzywych spiętrzenia. Jeżeli szerokość dna doliny ulega zmianie, a ściślej jeżeli zmienia się pole przekroju przepływowego i jego kształt, to nawet przy tym samym spadku podłużnym doliny i zbliżonym współczynnikiem oporu Manninga powstaną w czasie powodzi efekty piętrzenia. Efekty te będą jeszcze większe, jeżeli na zmienność przekroju przepływowego nałożą się zmiany spadku podłużnego doliny oraz dławiący efekt dopływów i ich stożków napływowych. Wpływ efektów piętrzenia na charakter hydrodynamiczny przepływu jest ogólnie znany (Sundborg 1956; Chow 1959; Albertson i Simons 1964; Leliawsky 1966; Henderson 1966 i inni) i nie może być tutaj rozważany. Efekty piętrzenia muszą mieć jednak wpływ również na erozję i depozycję w korycie rzeki i w dnie doliny. Jeżeli efekty te powtarzają się w odpowiednio długim czasie, mogą prowadzić do agradacji lub degradacji w obrębie dolin, a więc mają pierwszorzędne znaczenie geomorfologiczne.

Ogólnie biorąc, jeżeli objętość osadu dopływającego w pewnym czasie do jakiegoś przekroju doliny będzie mniejsza niż objętość osadu odpływającego w tym czasie przez niżej położony przekrój doliny, to w odcinku doliny między tymi dwoma przekrojami będzie występowała erozja prowadząca z czasem do degradacji. Jeżeli zaistnieje sytuacja odwrotna, to na odcinku doliny między dwoma rozpatrywanymi przekrojami wystąpi depozycja, której wynikiem będzie po pewnym czasie agradacja. Degradacja i agradacja powodują zmiany położenia dna doliny oraz zmiany spadku i biegu rzeki. Warto zatem przypomnieć model agradacji Mackina (1948), tym bardziej że został on potwierdzony przez wielu badaczy na przykładzie wielu dolin rzecznych (por. Gottschalk 1964; D. G. Smith 1974; Church i Gilbert 1975 i inni).

Według Mackina (1948) agradacja w dolinie rzecznej może być sterowana od góry (ang. upstream control) lub od dołu (ang. downstream control). W przypadku agradacji sterowanej od góry duże ilości gruboziarnistego niekohezyjnego osadu są deponowane w formie klinowatego w przekroju nasypu, którego miąższość maleje w miarę oddalania się od źródła osadu. Agradacja tego typu prowadzi do wzrostu spadku rzeki w kierunku w górę doliny, przy czym spadek wzrasta stopniowo wraz z postępującą agradacją. W Sudetach przykłady agradacji tego typu znane są ze stożków napływowych i były obserwowane

przez autora w czasie katastrofalnej powodzi w sierpniu 1977 roku. Klasycznym przykładem może tu być zaczopowanie koryta i depozycja żwiru na stożku Miskowic (A. K. Teisseyre 1980). Agradacja sterowana od góry sprzyja powstawaniu roztokowych systemów rzecznych rozwiniętych na podłożu niekohezyjnych, gruboziarnistych aluwów, co też można było obserwować na stożku Miskowic (fig. 12a, b).

Agradacja będzie sterowana od dołu, jeżeli z przyczyn naturalnych lub sztucznych podniesie się podstawa erozyjna rzeki. Często spotykaną przyczyną naturalną może być podnoszenie dna doliny rzeki głównej przez stożki napływowe dopływów, a na mniejszą skalę także tamowanie przepływu w korycie rzeki przez duże zatory roślinne lub lodowe. Przyczyną sztuczną będzie wzniesienie w dolinie zapory lub jazu piętrzącego. W takich przypadkach w wyżej położonej części doliny wystąpi agradacja rozwijająca się w strefie piętrzenia wód (cofki). W wyniku agradacji tego typu powstanie pokrywa osadowa, której miąższość będzie największa przy przeszkodzie piętrzącej przepływ i będzie malała w kierunku w górę doliny. W omawianym przypadku spadek doliny i rzeki zmniejszają się z biegiem rzeki (ku przeszkodzie) i maleją stopniowo w czasie. W dolinach, w których pojawia się agradacja sterowana od dołu, rozwijają się pokrywy osadowe, których depozycja jest bezpośrednio kontrolowana przez efekty piętrzenia powstające w czasie kolejnych powodzi. W tych warunkach istnieje wyraźna tendencja do tworzenia systemów koryt meandrujących lub anastomozujących.

Podsumowując można stwierdzić, że koryta roztokowe są wynikiem bardzo szybkiej agradacji sterowanej przede wszystkim od góry. Koryta te powstają w warunkach małej stabilności brzegów zbudowanych z gruboziarnistych, niekohezyjnych osadów. Rzeki meandrujące i anastomozujące rozwijają się natomiast w warunkach wolnej lub szybkiej agradacji sterowanej od dołu. Rzeki te wymagają stabilnych brzegów zbudowanych z utworów kohezyjnych (Schumm 1960, 1968a, b, 1969, 1971; D. G. Smith 1974). W chłodnym, wilgotnym klimacie odporność na erozję kohezyjnych brzegów rzek wzrasta znacznie na skutek przeniknięcia osadów korzeniami roślin zielnych i drzew. Sprzyja to stabilizacji koryt oraz powstawaniu systemów rzek meandrujących lub anastomozujących (D. G. Smith 1974, 1976).

Jeżeli przejawy agradacji, o których mowa wyżej, są rozwinięte na dużą skalę i w utworach o bardzo dużych różnicach wielkości ziarna (żwir,

muł), wówczas można wykazać, że agradacja sterowana od góry rozwija się w warunkach przepływów rwących ($Fr > 1$) przy spadkach stromych. Podobnie, agradacja sterowana od dołu jest związana z przepływami spokojnymi ($Fr < 1$) i ze spadkami łagodnymi. Wynika to ze znanego w hydraulice koryta otwartego faktu, że przepływ rwący może być kontrolowany tylko od góry, zaś przepływ spokojny – jedynie od dołu (Chow 1959; Henderson 1966).

Agradacja i degradacja są z reguły ograniczone do pewnych odcinków dolin rzecznych i nie występują niezależnie. Jeżeli agradacja jest sterowana od góry, wówczas w wyżej położonym odcinku doliny powinna mieć miejsce degradacja (powyżej przekroju kontrolującego przepływ i wywołującego agradację). W przypadku agradacji sterowanej od dołu degradacja może pojawić się w odcinku doliny niżej położonym (poniżej przekroju kontrolującego przepływ i wywołującego agradację).

Pozostaje omówić krótko, w jaki sposób powyższą teorię można zastosować w przypadku dolin sudeckich. W tym celu rozpatrzmy odcinek kotlinowato rozszerzonego dna doliny o spadku łagodnym, położony między dwoma odcinkami przełomowymi i mający dopływy sypiące w kotlinie swoje stożki napływowe. Jeżeli spadek górnego (zasilającego) przełomu jest stromy, wówczas w górnej części kotliny może wystąpić agradacja sterowana od góry. Powstanie wówczas klinowata w przekroju zwirowa powierzchnia akumulacyjna, której miąższość maleje z biegiem rzeki. Forma ta to nic innego jak dolinny stożek napływowy u wylotu przełomu (proponycja terminologiczna autora). W części kotliny podpartej przez stożki napływowe u ujść dopływów powstają w czasie powodzi efekty piętrzenia. Przepływ powodziowy ma tam charakter ruchu nierównomiernego zwolnionego przy wzrastającej głębokości zalewu. W strefie pozakorytovej sprzyja to depozycji stosunkowo drobnych zawieszin, które tworzą klin depozycyjny grubiejący w przekroju pionowym podłużnym w stronę stożków podpierających rzekę główną. W tym samym kierunku wzrasta też zawartość w osadach pozakorytowych drobnego mułu i łu. W sumie powyżej stożków podpierających rzekę główną istnieją w czasie powodzi warunki do powolnej agradacji sterowanej od dołu. W takich miejscach wały brzegowe są zwykle lepiej rozwinięte, wyższe i wyraźniejsze niż gdzie indziej, baseny popowodziowe zaś zajmują większe powierzchnie. Powyżej dopływów ma też najczęściej miejsce zabagnienie basenów popowo-

dziowych, co może doprowadzić do powstania torfowisk dolinnych (niskich). Przykładem może tu być zamarłe torfowisko w widłach Leska i Jabłownicy (A. K. Teisseyre 1977a; Kozimor 1980).

Poniżej stożków podpierających rzekę główną może wytworzyć się w czasie powodzi krzywa depresji. Przepływ powodziowy jest tu przyspieszony przy malejącej głębokości zalewu. Powoduje to szybki spadek miąższości utworów pozakorytowych w kierunku w dół doliny i wzrost w tym samym kierunku wielkości ich ziarna. W miejscach takich powstają z reguły mady piaszczyste. Wały brzegowe mogą tu być niskie i względnie szerokie, a ich osady są bardziej piaszczyste.

Krzywe spiętrzenia powstają także w przełomach. Charakter przepływu powodziowego w przełomach zależy od ich spadku i stopnia zdławienia przepływu – zjawiska te są w przełomach słabo zbadane. Na przykład w czasie katastrofalnej powodzi w lipcu 1897 roku wody Bobru spiętrzone w Borowym Jarze poniżej Jeleniej Góry utworzyły „jezioro”, którego zalew kończył się w okolicy Marciszowa. Pod wodą znalazła się Kotlina Jeleniogórska, Przełom Janowicki oraz Kotlina Marciszowska (*Die Hochwasserkatastrophe...* 1897). Problemem wymagającym zbadania jest w końcu transformacja fal powodziowych w dolinach górskich, w których pola przepływowe i współczynniki oporu ulegają ciągłym zmianom.

Zagadnienie transformacji fal powodziowych badał w dolinie rzeki Gila (południowo-wschodnia Arizona) Burkham (1970, 1972, 1976a, b).

Według cytowanego autora propagacja fali powodziowej zależy od biegu rzeki, czyli jej zarysu w planie (ang. planform), oraz od stopnia rozwinięcia równiny aluwialnej i porastającej ją roślinności. W dolinach zajętych przez rzeki proste lub o małej krętości średnie współczynniki oporu Manninga są zwykle małe, a prędkości przepływu wód powodziowych duże. W odcinkach takich dolin stan wód powodziowych może być niższy niż gdzie indziej, jednak kształt fal powodziowych i ich propagacja są wówczas uzależnione w dużym stopniu od przepływów w ujściowych odcinkach dopływów. Jeżeli dolina jest zajęta przez szeroką rzekę roztokową, w której współczynniki oporu zależą głównie od tarcia w strefie dna rzeki, to prędkości rozchodzenia się fal powodziowych rosną wraz ze wzrostem stanu wód powodziowych. W dolinach zajętych przez rzeki meandrujące o dużej krętości i w warunkach pełnego rozwoju równin aluwialnych średnie współczynniki oporu Manninga są względnie duże, a prędkości przepływu wód powodzi-

wych są względnie małe. Odcinki takie piętrzą wody powodziowe w wyżej położonej części doliny. Jeżeli równiny aluwialne wąskiej rzeki meandrującej są zalesione, wówczas szybkość rozchodzenia się fal powodziowych jest w sposób skomplikowany uzależniona od stanu wód powodziowych i w pewnym zakresie stanów prędkość ta może zmniejszać się wraz ze wzrostem stanu (Burkham 1976a, b). Według cytowanego autora wylesienie równin aluwialnych powoduje obniżenie stanu wód powodziowych, wzrost średniej prędkości przepływu pozakorytowego, spadek współczynnika oporu Manninga oraz zmniejszenie się głębokości przepływu pozakorytowego.

Omówione wyniki badań wskazują, że efekty piętrzenia wód powodziowych mogą być różnego rzędu. Efekty piętrzenia pierwszego rzędu będą wywołane przez wąskie gardziele przelomów i będą towarzyszyły przede wszystkim powodziom katastrofalnym. Efekty piętrzenia drugiego rzędu będą związane ze zmianami szerokości doliny i biegu rzeki – będą one wyczuwalne głównie w czasie niskich powodzi.

11. Transport zawiesiny. Transport zawiesiny przez wody rzeczne jest zagadnieniem o ogromnej doniosłości i ma bardzo obszerną literaturę. Zagadnieniem tym zajmowali się między innymi: O'Brien 1933, 1936; Leighly 1934; O'Brien i Rindlaub 1934; Cook 1935; Hjulstrom 1935; Straub 1935; Lane 1938; Rouse 1938, 1939; Lane i Kalinske 1939; Campbell i Bauder 1940; Einstein *et al.* 1940; Lane i Kalinske 1941; Quirke 1945; Nevin 1946; Vanoni 1946; Lane i Borland 1951; Ismail 1952; Leopold i Maddock 1953; Hunt 1954; Colby i Hembree 1955; Einstein i Chien 1955; Bagnold 1956; Sundborg 1956; Colby 1957; Jarocki 1957; Pardé 1957; Vanoni i Brooks 1957; Langbein i Schumm 1958; Laursen 1958; Chow 1959; ASCE-Task Committee 1963; Nordin i Dempster 1963; Simons *et al.* 1963. Beverage i Culbertson 1964; Einstein 1964; Glover 1964; Leopold *et al.* 1964; Sayre i Chamberlain 1964; Brooks 1965; Sayre i Hubbell 1965; Jopling 1966b; Leliavsky 1966; Rees 1966; Jarocki 1967; Lustig i Busch 1967; Einstein 1968; Murray 1970; Graf 1971; Ippen 1971; Nilsson 1971; Kellerhals *et al.* 1972; Klimek 1972; Wiśniewski 1972, Yalin 1972; McQuivey 1973; Bogardi 1974; Crickmay 1974; Church i Gilbert 1975; Froehlich 1975; Middleton 1976; Banerjee 1977; Walling 1977a, b, 1978; Jopling i Forbes 1979; Klimek 1979; Barański 1980; Imeson i Verstraten 1981; Froehlich 1982; Madeyski 1983; Pilgrim i Huff 1983; Walling i Webb 1983 i inni.

Transport zawiesiny w rzekach ma oczywiście także podstawowe znaczenie dla poznania procesów fluwialnych w strefie pozakorytowej i ich skutków geomorfologicznych. Za wieloma autorami można wykazać, że źródło zawiesiny rzadko tylko leży w obrębie strefy pozakorytowej. Strefa pozakorytowa doliny rzecznej jest raczej receptorem niż dawcą zawiesiny. Źródeł zawiesiny należy więc szukać przede wszystkim na stokach (zwłaszcza drogi gruntowe i pola orne) oraz, w mniejszym stopniu, w korycie rzeki (zwłaszcza podcięcia brzegów zbudowanych z mad, rozmywanie niektórych mulasto-piaszczystych osadów korytowych, szczególnie popowodziowych i niżówkowych, A. K. Teisseyre, 1984). Problem inicjacji transportu zawiesinowego jest więc jednym z zagadnień hydrodynamiki strefy korytowej, a zwłaszcza hydrodynamiki spływów stokowych i fizyki ablacji deszczowej. W niniejszym artykule zagadnienia te nie mogą być omawiane, konieczne jest natomiast podsumowanie teorii ruchu obciążenia zawiesinowego rzek jako jednej z podstawowych form transportu fluwialnego.

Prędkości erozyjne i transportowe dla poszczególnych klas wielkości ziarn można z powodzeniem odczytać z diagramów Sundborga (1956, fig. 13, 16 i 18). Zasada konstrukcji tych diagramów jest powszechnie znana i nie wymaga komentarzy (por. Klimaszewski 1978). Dla celów omawianych w tej pracy ważne jest natomiast ogólne stwierdzenie, że wyczuwalny transport zawiesiny zaczyna się, gdy średnie prędkości przepływu osiągną wartość 1,4-2,5 razy większą od średniej prędkości inicjującej ruch danej klasy wielkości ziarn. W kategoriach naprężeń ścinających wyczuwalny transport zawiesiny wymaga, by naprężenia ścinające osiągnęły wartość 4-6 razy większą od krytycznego naprężenia ścinającego dla danej klasy wielkości ziarn (por. Nevin 1946; Bagnold 1956; Simons i Richardson 1962; Jopling 1966b). Odnosi się to przede wszystkim do piasku, a zapewne także do mułu. Transport w zawieszynie żwiru – tak ważny dla rzek górskich – jest słabo zbadany.

Ogólnie biorąc transport zawiesiny jest w wielu rzekach (w tym także w Sudetach) nieciągły, ponieważ w czasie niżówek koncentracja zawiesiny może spadać prawie do zera. Nie wynika to z małej wydolności rzeki, lecz z braku zasilania jej zawiesziną. W czasie dużych powodzi, w ciągu kilku dni transport zawiesiny może przekroczyć 1,5-3-krotnie średni roczny odpływ zawiesiny (Bailey *et al.* 1975). W rzekach sudeckich transport zawiesiny staje się wyczuwalny, gdy ich wody

zaczynają mętnieć lub zmieniać barwę. W rzekach czystych zmętnienie staje się wyraźne, gdy koncentracja zawiesiny osiągnie wartość 20-50 ppm (20-50 G/m³).

W sposób bardziej ścisły zagadnienie transportu zawiesinowego można analizować w kategoriach bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego Θ (Bagnold 1956, ang. dimensionless shear stress):

$$\Theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho) g D \cos \beta} = \frac{\rho g R \sin \beta_s}{(\rho_s - \rho) g D \cos \beta_s} = \frac{\rho g R S}{(\rho_s - \rho) g D}$$

Według Bagnolda (1956) inicjacja transportu zawiesinowego zachodzi przy wartości bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego Θ ok. 0,15, natomiast w pełni rozwinięta turbulencja i w pełni rozwinięty transport zawiesinowy odpowiadają wartości Θ ok. 0,40. Dane te dotyczą dna piaszczystego i zapewne także mulastego (Rees 1966), mają więc zastosowanie do większości mezośrodowisk strefy pozakorytowej i do niektórych mikrośrodowisk strefy korytowej. Dla żwiru wartości progowe Θ będą dużo większe.

Analizując problem transportu zawiesinowego w kategoriach prędkości przepływu można wykazać, że ziarna mineralne będą utrzymywały się w trwałej suspensji, gdy prędkość ich opadania V_s względem otaczającej wody będzie równa przeciwnie skierowanej prędkości nadanej ziarnom przez fluktuacje składowej pionowej, wynikające z ruchu turbulentnego wody. Według Lambora (1971) prędkość pionowa, wynikająca z turbulentnego ruchu wody, wynosi przeciętnie 1/20-1/30 prędkości w kierunku osi koryta, natomiast krótkotrwałe wartości maksymalne decydujące o ruchu zawiesiny są znacznie większe. Formułę umożliwiającą obliczenie maksymalnej prędkości pionowej podał Krey (1925, cytując za Lamborem 1971):

$$U_{\max} = 0,085 \frac{1}{\sqrt{k}} (V_x dk)^{0,46},$$

$$k = -\frac{1,2}{10^6 \frac{g}{\gamma} \mu}$$

Graf (1971) podaje inną postać formuły Kreya:

$$U_{\max} = 0,17 (Vd)^{0,46}.$$

Zdaniem cytowanego autora formuła ta pozwala określić, czy ziarna mineralne o danej wielkości

i prędkości opadania będą w przepływie o prędkości V utrzymywały się w zawieszynie, czy też nastąpi wypadanie ich z zawiesziny. Formuły te straciły ostatnio na znaczeniu wobec upowszechnienia się aparatury umożliwiającej ciągły i równoczesny zapis prędkości przepływu w trzech dowolnych kierunkach (por. McQuivey 1973).

Ścisłej biorąc prędkość pionowa jest efektem turbulentnej wymiany (ang. turbulent exchange) momentu w obrębie przepływu burzliwego. Powoduje ona przenoszenie momentu i zawiesziny od jednej poziomej warstwy wody do innej warstwy. Wiry, stanowiące istotę ruchu burzliwego, powstają przy dnie i brzegach koryta, gdzie ich energia jest duża, a koncentracja zawiesziny w wodzie znaczna. Wiry te odrywają się od dna i od brzegów koryta wędrując ku powierzchni wody lub ku wewnętrznej części koryta, skąd wypierają słabsze wiry o mniejszej koncentracji zawiesziny, które stopniowo zanurzają się. Wędrowka wirów w obrębie przepływu przejawia się właśnie poziomymi i pionowymi fluktuacjami prędkości. Ten ustawiczny proces powoduje utrzymywanie się w wodzie płynącej ruchem turbulentnym względnie stałej koncentracji zawiesziny. Tory ziarn mineralnych transportowanych w zawieszynie przyrównuje się niekiedy do linii zakreślonej przez punkt położony na obwodzie koła pojazdu. Ogólnie biorąc, koncentracja zawiesziny w wodzie rzecznej zależy od intensywności turbulencji, temperatury wody, zasilania przepływu zawiesziną i od chemizmu wody rzecznej (Imeson i Verstraten 1981).

W rzece koncentracja zawiesziny zmienia się w pionie (Rouse 1938, 1939; Vanoni 1946). Według cytowanych autorów koncentracja zawiesziny w profilu pionowym ustalonego równomiernego przepływu dwuwymiarowego opisują równania:

$$\frac{C_{ssy}}{C_{ssa}} = \left[\frac{y_a}{y} \frac{d-y}{d-y_a} \right]^z$$

$$z = \frac{V_s}{\beta \kappa V^{**}}.$$

Koncentracja zawiesziny C_{ssa} na poziomie porównawczym a odpowiada zwykle maksymalnej mierzalnej koncentracji zawiesziny w pobliżu dna. Stała β , będąca funkcją liczby Re , wyraża zależność współczynnika dyfuzji osadu od współczynnika wymiany momentu. Z teorii i z niektórych badań laboratoryjnych wynika, że $\beta < 1$, natomiast w rzekach notowano $1 < \beta < 1,5$ (ASCE 1963; W. H. Graf 1971). Stała von Kármána κ wynosi dla czystej wody ok. 0,4, zaś dla wody

obciążonej zawiesiną $0,1 < \kappa < 0,3$. Diagramy ilustrujące zależność wyrażenia $(y - y_a)/(d - y_a)$ w zależności od C_{ssy}/C_{ssa} i dla różnych wartości z podają wszystkie podręczniki hydrauliki koryta otwartego i opracowania specjalne (por. Vanoni 1946; ASCE 1963; Graf 1971; Yalin 1972; Borgardi 1974).

Pierwsze z wyżej wymienionych równań nie stosuje się do małych i dużych wartości y , a w szczególności nie może być stosowane do obliczania koncentracji zawiesiny przy samym dnie (dla $y \rightarrow 0$, $C \rightarrow \infty$, co jest absurdalne). Z wyjątkiem strefy przydennej i przypowierzchniowej równanie to daje wyniki na ogół zgodne z doświadczeniem, a jego sprawność została wykazana laboratoryjnie dla warunków płaskiego dna piaszczystego i ilastego (Zeller 1969 cytując za Grafem 1971). Równanie to umożliwia zatem obliczenie koncentracji zawiesiny ziarn mineralnych o znanej wartości funkcji z na dowolnym poziomie przepływu z wyjątkiem strefy przydennej i przypowierzchniowej i pod warunkiem, że znana jest koncentracja zawiesiny na poziomie porównawczym. Zastosowanie teorii opracowanej przez Rouse (1938, 1939) jest więc ograniczone. Wprawdzie Einstein (1950) podał formułę umożliwiającą obliczenie koncentracji zawiesiny na poziomie porównawczym $y_a = 2D$, ale wielkość ta nie jest łatwa do obliczenia i wymaga znajomości innych parametrów przepływu:

$$C_{ssa} = C' \frac{i_B q_B}{2DV^*},$$

gdzie C' jest stałą równą $1/11,6$.

Ograniczenia zreferowanych wyżej teorii rodzą zainteresowanie formułami hydraulicznymi, które umożliwiają obliczenie bezwzględnej koncentracji zawiesiny. Jedną z takich formuł zaproponował Laursen (1958):

$$C_{ss} = \sum_p \left(\frac{D}{d} \right)^{7/6} \left(\frac{\tau'_0}{\tau_c} - 1 \right) f \left(\frac{V^*}{V_s} \right),$$

gdzie C_{ss} oznacza średnią koncentrację obciążenia zawiesinowego w procentach wagowych (równą $265 q_s/q$ dla ziarn o ciężarze właściwym $2,65$), p – jest proporcją wagową frakcji o średnicy D obecnej w materiale dna, zaś wartość funkcji $f(V^*/V_s)$ odczytuje się z diagramu opublikowanego przez Laursena (1958, tzw. „sediment-load function”). Dla wody:

$$\tau'_0 = \frac{V^2 D^{1/3}}{30d^{1/3}} \text{ (angielskie jednostki miar).}$$

Hipoteza Laursena (1958) została sprawdzona

i potwierdzona (z różnym stopniem sprawności) dla rzek piaszkodennych.

Równanie Rouse sprawdza się dobrze nawet przy dużej koncentracji zawiesiny przy dnie (ponad 100 kg/m^3). Istnieją natomiast dość znaczne rozbieżności między rzeczywistymi a obliczonymi wartościami parametru z . Wynika to zarówno z przyczyn teoretycznych (równanie określające parametr z jest tylko przybliżeniem nieznannej funkcji), jak i ze zmienności stałej von Kármána wraz ze wzrostem koncentracji zawiesiny (Einstein i Ning Chien 1954, 1955). Liczne badania laboratoryjne i terenowe wykazały, że przepływy niosące zawiesinę mogą nie wykazywać logarytmicznego rozkładu prędkości w pionie (Einstein i Ning Chien 1954, 1955; W. H. Graf 1971; Yalin 1972) lub też mają złożony logarytmiczny profil prędkości (A. K. Teisseyre, 1984) i dlatego nie mogą być charakteryzowane przez jedną wartość stałej von Kármána. Cytowani wyżej Einstein i Ning Chien wykazali, że w przepływie niosącym osad w zawieszaniu pionowy profil prędkości w pobliżu dna jest różny od logarytmicznego. Obecność w przepływie zawiesiny powoduje, że pionowy rozkład prędkości staje się niejednorodny.

Z równania Rouse wynika, że pionowy rozkład koncentracji zawiesiny jest bardziej równomierny przy małych wartościach parametru z (ASCE 1963). Spadek wartości z może wynikać ze zmniejszenia się prędkości opadania ziarn w wodzie, a zatem wpływ na to zjawisko ma temperatura wody, jej skład chemiczny i wielkość ziarna. Stąd też rzeki niosące drobniejsze zawiesiny, a także przepływy o niskiej temperaturze (np. zimowe) będą wykazywały bardziej równomierną koncentrację zawiesiny w profilu pionowym niż rzeki niosące grube zawiesiny lub wody o wyższej temperaturze. Podobny efekt może być też wywołany przez wzrost prędkości ścinania. Ta ostatnia prędkość będzie wzrastała, jeżeli średnia prędkość przepływu także wzrośnie albo jeżeli zwiększy się szorstkość dna. Stąd koncentracja zawiesiny w rzekach górskich o dużej prędkości przepływu i szorstkim dnie będzie bardziej równomierna niż w rzekach podgórskich czy wyżynnych, w których prędkości przepływu i szorstkości dna są mniejsze. To, co powiedziano wyżej, dotyczy przede wszystkim drobnych i średnich frakcji zawiesinowych, a więc mułu i piasku. Grubsze frakcje zawiesinowe (żwir) będą wykazywały nierównomierną koncentrację w pionie nawet w rzekach górskich (duże wartości z spowodowane dużymi prędkościami opadania żwiru w wodzie).

Zmniejszenie się prędkości ścinania musi spowodować wzrost parametru z i tym samym wypadanie niektórych ziarn z zawiesiny. Warto podkreślić, że proces ten nie może doprowadzić do idealnego rozsortowania hydraulicznego ziarn, ponieważ wzrost o pewną wartość parametru z spowoduje wypadanie z zawiesiny wszystkich grubszych ziarn niż te, które przy danej wartości z mogą nadal utrzymywać się w zawieszynie. Stąd wysortowanie osadów deponowanych przez dekantację nigdy nie jest bardzo dobre i będzie tym gorsze, im szybszy będzie spadek prędkości przepływu lub prędkości ścinania. W zwykłych warunkach spotykanych w dolinach rzecznych osady powstałe przez dekantację będą zatem z reguły mieszaninami ziarn o różnej prędkości opadania w wodzie. Na zjawisko to mogą nałożyć się efekty transportu trakcyjnego, który ma zwykle miejsce między momentem wypadania ziarn z zawiesiny a chwilą ostatecznego unieruchomienia na dnie. Ten chwilowy transport trakcyjny, tak typowy dla dna pokrytego riplemarkami, ale też dla dna płaskiego ruchomego, może w istotny sposób zmienić wysortowanie osadów deponowanych z zawiesiny. W strefie pozakorytowej będzie to dotyczyło przede wszystkim mezośrodowisk wału brzegowego i równi zalewowej. Wy-sortowania typowego dla osadów deponowanych przez dekantację można natomiast oczekiwać w takich mezośrodowiskach, jak baseny popowodziowe, opuszczone koryta i starorzecza.

Równanie Rouse nie jest jedynym równaniem opisującym zmiany koncentracji zawiesiny w pionie. Zdaniem Yalina (1972) formuła zaproponowana przez Hunta (1954) daje wyniki bardziej zgodne z doświadczeniem, zwłaszcza przy dużych koncentracjach zawiesiny. Obie teorie hydrauliczne (Rouse i Hunta) należą zresztą do tej samej grupy teorii dyfuzyjnych. Nieco młodsza jest teoria grawitacyjna opracowana w latach pięćdziesiątych przez Wielikanowa (cytuje za Yalinem 1952). Szersze omówienie tych zagadnień Czytelnik znajdzie w podręcznikach Jarockiego (1957), W. H. Grafa (1971) i Bogárdiego (1974).

Ponieważ średnice wirów maleją w miarę zbliżania się do dna, a ziarna osadu mogą być wprawione w stan suspensji tylko wtedy, gdy stanowią część wiru, przeto jasne jest, że dla danych warunków przepływu musi istnieć graniczna wartość wielkości ziarna, powyżej której nie mogą już być one transportowane w zawieszynie. Suspensja materiału dennego staje się więc niemożliwa w warstwie przydennej (ang. bed layer) o grubości 2 średnic ziarna materiału stanowią-

cego dna rzeki (Einstein 1950). Grubość warstwy przydennej zależy więc od wielkości ziarna materiału budującego dno rzeki i jedynie do tego materiału może być odnoszona. Nieco później Einstein i Chien (1955) zaproponowali dla tej warstwy termin „heavy-fluid zone”. Warstwa ta odznacza się dużą koncentracją osadu, ma stosunkowo niewielką grubość i bezpośrednio przylega do dna. Ponad nią rozciąga się obszar przepływu o znacznie mniejszej koncentracji osadu, nie wpływającej w sposób zasadniczy na gęstość wody rzecznej. Jest to tzw. „light-fluid zone”. Warstwa przydenna o dużej koncentracji osadu spełnia rolę filtru kontrolującego w przepływie rozwój turbulencji, ponieważ część energii turbulencyjnej wywołanej przy ścianach koryta zostaje zużyta na wprawienie ziarn osadu w stan suspensji.

W tym miejscu wypada wspomnieć, że mechanizm transportu saltacyjnego jest różny od mechanizmu suspensji swobodnej. Ziarna osadu dennego wykonujące przeskoki saltacyjne są podrywane z dna przez hydrodynamiczną siłę unoszenia (ang. hydrodynamic lift force). Siła ta działa tylko na ziarna leżące na dnie, a jej wielkość jest porównywalna z siłą wleczenia (Raudkivi 1967). Ziarno poderwane z dna przez hydrodynamiczną siłę unoszenia zostaje wyrzucone w górę w obręb wody płynącej ruchem turbulentnym i z większą prędkością niż przy dnie. Dzięki wymianie momentu przepływ turbulentny dąży do nadania tym ziarnom przyspieszenia w kierunku przepływu, toteż tor ziarna zakrzywia się w kierunku prądu i przyjmuje położenie w przybliżeniu równoległe do dna rzeki. W przeciętnych warunkach turbulencji przepływu powodziowego ziarna osadu dennego są jednak zbyt ciężkie (mają zbyt duże prędkości opadania), aby mogły być w ten sposób transportowane na dłuższych odcinkach. Prędszej czy później fluktuacje prędkości spowodowane wirowym ruchem wody wywołają chwilowe zmniejszenie prędkości przepływu i ziarna takie opadną z powrotem na dno. Ogólnie biorąc wysokość, na jaką ziarna osadu dennego są unoszone w saltacji, jest proporcjonalna do hydrodynamicznych sił unoszenia. W konsekwencji warstwa saltacyjna może mieć wyraźną górną granicę, czym zjawisko to różni się od suspensji swobodnej, przy której koncentracja zawiesiny zmienia się stopniowo i w sposób ciągły w miarę oddalania się od dna. W warstwie przydennej rzeki górskiej odbywa się zatem trakcyjny transport denny (toczenie, wleczenie) oraz transport saltacyjny. Za Einsteinem (1950) grubość tej warst-

wy można przyjąć jako równą dwóm średnicom ziarna osadu dennego.

W konkretnym przypadku koryta górnego Bobru, np. na odcinku badawczym w Błazkowej, warstwa przydenna (saltacyjna) ma grubość 0,2-0,4 m. W warstwie tej nie jest możliwy transport zawiesinowy żwiru budującego dno rzeki; jest on okresowo transportowany przez wleczenie, toczenie i saltację. Oczywiście nie należy sądzić, że w warstwie tej woda rzeczna nie zawiera zawiesiny. Przeciwnie, panująca tu mikroturbulencja utrzymuje w suspensji wszystkie ziarna wyraźnie mniejsze od żwiru budującego dno rzeki.

Teoria Rouse (1938, 1939) umożliwia też określenie górnej granicy wielkości ziarna materiału transportowanego w suspensji. Jeżeli dla pewnej wielkości ziarna materiału dennego, który jest aktualnie w ruchu jako obciążenie denne, wartość funkcji z jest mniejsza od 5, to ziarna te mogą także być wprawione w stan zawieszenia, oczywiście pod warunkiem, że głębokość przepływu $d > 2D$ dla tej wielkości ziarna. Podobne kryterium zaproponowali też Lane i Kalinske (1939). Według cytowanych autorów piaski o średnicy ziarna, dla której iloraz $V_s/V^* > 1$, nie powinny występować w większej ilości w zawieszynie. Transport zawiesinowy można też rozpatrywać w kategoriach prędkości przepływu lub prędkości ścinania. Według wielu autorów tylko te ziarna mogą być transportowane w suspensji, których prędkość opadania w wodzie będzie mniejsza niż 8% średniej prędkości przepływu. Inaczej mówiąc średnia prędkość przepływu powinna być co najmniej 12 razy większa od średniej prędkości opadania ziarn w wodzie. Jeszcze inaczej, suspensja swobodna jest możliwa, jeżeli prędkość ścinania jest co najmniej 4 razy większa niż prędkość opadania ziarn w wodzie. A zatem kryterium Lane-Kalinske dla suspensji swobodnej będzie wynosiło $V_s/V^* \leq 0,25$.

Należy tu dodać, że wartości prędkości opadania ziarn w wodzie V_s stosowane przy obliczaniu funkcji z są najczęściej odczytywane z diagramów wykreślonych na podstawie danych laboratoryjnych uzyskanych w wodzie stojącej. Rzeczywiste prędkości opadania ziarn w przepływie turbulentnym różnią się znacznie od tych prędkości, zwłaszcza dla piasku. Rzeczywiste prędkości opadania ziarn piasku w przepływie turbulentnym mogą być nawet dwukrotnie mniejsze w porównaniu z prędkościami opadania w wodzie stojącej i to nawet przy braku pionowej dyfuzji momentu związanej z turbulencją. Zmniejszenie prędkości opadania ziarn piasku w wodzie

turbulentnej jest wynikiem bezwładności w warunkach nieustalonego ruchu turbulentnego wokół ziarn (Murray 1970).

Middleton (1976) wykazał, że dla średniej próby materiału dennego średnia prędkość opadania ziarn w wodzie w punkcie załamania krzywej kumulatywnej, odpowiadającemu granicy populacji trakcyjnej i saltacyjnej, jest w przybliżeniu równa prędkości ścinania wywołanej przez przeważające przepływy zdolne do poruszania materiału dennego. Stwarza to możliwości szacowania średniej prędkości ścinania w utworach kopalnych na podstawie znajomości ich składu granulometrycznego.

Temperatura wody ma istotny wpływ na koncentrację zawiesiny, ponieważ wpływa na prędkość opadania ziarn w wodzie (poprzez zmiany lepkości wody). Zagadnienie to badali i omawiali Nevin (1946), Straub (1955), Jarocki (1957), Straub *et al.* (1958), Colby i Scott (1965), Klimek (1972) i inni. Według cytowanych autorów wpływ temperatury na koncentrację zawiesiny jest duży tylko w przedziale wielkości ziarna $0,0625 \text{ mm} < D < 0,25 \text{ mm}$. Wzrost temperatury wody powoduje spadek jej lepkości i istotny wzrost prędkości opadania w wodzie wyżej wymienionych frakcji piaskowych.

Z powyższego wynika, że koncentracja zawiesiny powinna być większa w zimnej niż w ciepłej połowie roku. Tymczasem pomiary wykonane przez autora w Sudetach wskazują, że jest dokładnie odwrotnie: powodzie zimowe wykazują z reguły dużo niższą koncentrację zawiesiny niż powodzie letnie. Decydującą rolę zaczyna tu bowiem odgrywać czynnik dostawy zawiesiny do koryta. W zimnej połowie roku grunty są zamrożone, w związku z czym wody powodziowe mogą być zasilane zawiesiną wyłącznie ze strefy koryta (łóżyska zwilżonego) rzeki (A. K. Teisseyre, 1984). Źródło to jest oczywiście daleko niewystarczające, ponieważ żwiry i piaski korytowe zawierają bardzo niewiele drobnego materiału. Pewne ilości zawiesiny mogą natomiast pochodzić z rozmywania brzegów zbudowanych z mad. Ogólnie biorąc, w zimie wody powodziowe wykazują zwykle znaczny niedobór zawiesiny swobodnej w stosunku do aktualnej zdolności transportowej rzeki.

Inaczej dzieje się w ciepłej połowie roku, kiedy roztopy lub deszcze padające na rozmarznęte grunty zapewniają dużą dostawę zawiesiny ze stoków do rzeki. W takich warunkach może zdarzyć się, że koncentracja zawiesiny w wodzie rzecznej będzie zależała wyłącznie od intensywności turbulencji oraz od temperatury i chemizmu wody.

Jednakże nawet powodzie letnie mogą wykazywać pewien niedobór zawiesiny. Różnica temperatury wód powodziowych ciepłej połowy roku wynosi w Sudetach ok. 20°C (A. K. Teisseyre, 1984). Taka różnica temperatury może spowodować dwukrotną zmianę koncentracji zawiesiny (Straub 1955; Straub *et al.* 1958; Colby i Scott 1965).

Warto też zwrócić uwagę na niektóre wyniki badań rzek proglacialnych, zreferowane m. in. przez Churcha i Gilberta (1975). Badania te wykazały, że bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na koncentrację zawiesiny w wodzie rzecznej jest czas t , jaki upłynął od ostatniej burzy lub silnego deszczu. Ogólna formuła określająca zależność koncentracji zawiesiny od natężenia przepływu Q i czasu t (liczba dni) ma postać następującą (Church i Gilbert 1975):

$$C_{ss} = kQ^j t^r,$$

gdzie k – współczynnik proporcjonalności; $0,75 < j < 1,50$ i $-0,20 > r > -0,60$.

W końcu należy wspomnieć o formułach umożliwiających obliczenie przepływu osadu w rzece, a zwłaszcza przepływu zawiesiny. Jeszcze w roku 1930 Forchheimer (cytuje za W. H. Grafem 1971) wykazał, że natężenie transportu obciążenia zawiesinowego jest proporcjonalne do piątej potęgi prędkości średniej. Metodę obliczania przepływu zawiesiny w korytach aluwialnych zaproponowali Lane i Kalinske (1941). Zakłada ona, że pionowy rozkład prędkości w korycie rzeki jest logarytmiczny i podlega prawu Prandtla-Kármána. Jak wiadomo, w przepływach niosących zawiesinę warunek ten nie jest spełniony (W. H. Graf 1971; Yalin 1972) i stąd metoda Lane-Kalinske ma ograniczone znaczenie:

$$q_{ss} = q C_{ssa} \xi e^{1,5\chi a/D},$$

gdzie: q_{ss} – jednostkowe natężenie przepływu zawiesiny, ξ jest funkcją χ i względnej szorstkości $(n/d)^{1/6}$, a χ oznacza stosunek prędkości opadania ziarn w wodzie do prędkości ścinania. Jedną z metod obliczania całkowitego przepływu osadu w korycie rzeki zaproponował Einstein (1950). Metoda ta została sprawdzona dla rzek piaskodennych, dla których daje dobre wyniki. Szerzej zagadnienie to omawiają W. H. Graf (1971) i Bogárdi (1974).

Podsumowując wyniki badań Strauba (1935, 1942), Vanoniego (1946), Sundborga (1956), Jarockiego (1957), W. H. Grafa (1971), Bogárdiego (1974), Crickmaya (1974) i wielu innych badaczy można wyróżnić w wodach powodziowych kilka rodzajów zawiesiny w zależności od wielkości ziar-

na materiału zawieszono i, co za tym idzie, od pionowych zmian koncentracji zawiesiny. Koncepcja ta akcentuje względność pojęć „obciążenia dennego” i „zawiesinowego” i wskazuje, że między tymi dwoma rodzajami obciążenia rzeki zachodzą przejścia, a zakres wielkości ziarn obciążenia zawiesinowego zależy od lokalnych warunków przepływu (wyjątkowy przykład z rzeki górskiej – por. Scott i Gravlee 1968). Badania rzek żwirodennych wykazały, że zasada ta odnosi się także do rzek o obciążeniu zawiesinowym lub mieszanym płynących po żwirowym dnie (Hey *et al.* 1982). Warto to podkreślić, ponieważ przypadek taki zachodzi najczęściej w Sudetach. Żwirowe dno tych rzek nie może być traktowane jako dno zbudowane z obciążenia dennego, ponieważ w czasie powodzi przynajmniej pewne frakcje tego żwiru i co najmniej na niektórych odcinkach przechodzą do zawiesiny. Nie wdając się w dalszą dyskusję tego zagadnienia można wyróżnić w rzekach następujące rodzaje zawiesiny:

1. Zawiesina jednorodna o średnicy ziarn $D < 0,04$ mm. Koncentracja tej zawiesiny prawie nie ulega zmianie w profilu pionowym przepływu.

2. Zawiesina gradacyjna drobna – o średnicy ziarn w przedziale $0,04 \text{ mm} < D < 0,10$ mm. Koncentracja tej zawiesiny maleje wyraźnie wraz ze wzrostem odległości od dna, a nawet na powierzchni wody jest jeszcze znaczna.

3. Zawiesina gradacyjna gruba – o średnicy ziarn w interwale $0,10 < D < 0,50$ mm. Koncentracja tej zawiesiny maleje bardzo prędko wraz ze wzrostem odległości od dna, a na powierzchni wody spada do kilku procent maksymalnej koncentracji przy dnie.

4. Zawiesina gradacyjna najgrubsza o średnicy ziarn $D > 0,50$ mm. Górną granicę wielkości ziarna tej zawiesiny określa, w zależności od lokalnych warunków przepływu, nierówność $z \leq 5$. Koncentracja zawiesiny najgrubszej maleje tak prędko w kierunku y , że jest ona praktycznie ograniczona do dolnej części przepływu, a na powierzchni jej koncentracja zbliża się do zera.

Należy tu dodać, że specyficzną właściwością rzek żwirodennych jest możliwość występowania nawet dość intensywnego transportu zawiesiny przy nieruchomym żwirowym dnie rzeki. Dla rzek żwirodennych nie jest więc prawdziwa zasada ważna dla koryt piaskodennych i stwierdzająca, że transportowi obciążenia zawiesinowego towarzyszy zawsze transport denny. Na przykład w górnym Bobrze liczący się transport żwiru dennego zaczyna się dopiero przy stanach 3/4 pełnokorytowych lub wyższych (A. K. Teisseyre,

1984). Koncentracja zawiesiny około 1010-1020 kg/m^3 jest możliwa już przy przepływach półpełnokorytowych, przy nieruchomym żwirowym dnie rzeki.

Z nowszych opracowań na szczególną uwagę zasługuje praca Pilgrima i Huffa (1983). Autorzy ci opisują szybkie przepływy w gruncie odznaczające się dużą koncentracją zawiesiny (do 1000 ppm i więcej). Zawiesiny te powstawały w wyniku bombardowania gruntu przez krople deszczu. Pochodzenie zawiesiny jest tu zresztą sprawą drugorzędną, istotne jest natomiast wykazanie obecności w gruncie szybkich przepływów zdolnych do przenoszenia dużego ładunku zawiesiny. Wskazuje to na możliwość przyspieszonej infiltracji w grunt wody i zawiesiny, a także na możliwości odprowadzania zawiesiny z obszaru pozakorytowego z powrotem do koryta rzeki. Nie bez znaczenia jest ten proces także dla lepszego zrozumienia wmywania (iluwiacji). Niezła przepuszczalność wielu mad sudeckich nasuwa przypuszczenie, że omawiane zjawisko może występować także w dolinach rzek sudeckich. Autorowi udało się zaobserwować w czasie powodzi w sierpniu 1977 roku wypływy silnie mętnych wód z kretowin i innych korytarzy zwierząt, których wyloty znajdowały się na skarpach nadrzecznych. Zjawisko to wymaga dokładnego zbadania w terenie.

Transport materiału w zawieszynie wpływa też na własności samego przepływu, między innymi na intensywność turbulencji. Powszechnie uważa się, że zawieszina tłumi turbulencję powodując zmniejszenie turbulentnych fluktuacji prędkości (Yalin 1972). Zawartość w wodzie zawiesiny wpływa także na współczynniki oporu. Ogólnie biorąc wzrost koncentracji zawiesiny w wodach powodziowych powoduje zmniejszenie współczynników oporu Manninga. Jest to związane ze wspomnianym wyżej zjawiskiem tłumienia turbulencji, co zmniejsza wewnętrzne opory przepływu. Jednakże efekt ten jest stosunkowo niewielki i może całkowicie maskowany przez opory zewnętrzne pochodzące od form dna – w tym przypadku odsypów, łach i riplemarków. Wiadomo, że formy dna ustroju spokojnego, a ściślej biorąc dolnego ustroju szorstkości, powodują bardzo znaczny wzrost oporów przepływu, o czym była już mowa wyżej. Przejście od riplemarków do płaskiego ruchomego dna spowoduje efekt odwrotny – wyczuwalne zmniejszenie współczynników oporu (Vanoni 1946; Brooks 1958; Chow 1959; Simons i Richardson 1962; Simons *et al.* 1963; Guy *et al.* 1966). Ponieważ w czasie obserwowanych przez autora

powodzi riplemarki i odsypy pojawiały się w strefie pozakorytowej najczęściej w fazie opadania wód, można więc liczyć się ze wzrostem w tej fazie współczynników oporu. W fazie przyboru wody regułą powinno być zmniejszanie się współczynników oporu w miarę, jak trawy ulegają wyłożeniu i pokrywają się cienkimi osadami mułu lub piasku, na których powierzchni panują warunki płaskiego ruchomego dna (górnego ustroju szorstkości). Powoduje to szybki wzrost prędkości przepływów pozakorytowych w fazie przyboru wód, co rzeczywiście obserwowano w terenie.

Osobny problem stanowi zagadnienie zmian koncentracji zawiesiny wzdłuż biegu rzeki. Teoretycznie zagadnienie to zostało opracowane wyłącznie dla roztworów o neutralnej pływalności (W. H. Graf 1971; Bogárdi 1974). Z teorii tej wynika, że koncentracja roztworów maleje w miarę oddalania się od punktowego źródła roztworu według zależności wykładniczej. Teoria ta nie może być jednak zastosowana do rzek z dwóch powodów: po pierwsze zawieszina mineralna nie ma neutralnej pływalności ($z \neq 0$), a po drugie – zasilanie rzeki zawiesziną nie jest punktowe, lecz liniowe. Z istniejących danych pomiarowych jednak wynika, jak się wydaje, że ogólnie biorąc, koncentracja zawiesiny maleje z biegiem rzeki (Leopold i Maddock 1953). W Sudetach podobne zjawisko autor obserwował w czasie powodzi w sierpniu 1977 roku. W Sudetach problem ten wymaga dokładnego zbadania, ponieważ pozwoli wyjaśnić obserwowane zmiany miąższości mad i zawartości w madach mułu, tak charakterystyczne dla wielu dolin sudeckich. Zmiany te powinny odzwierciedlać się w zmianach biegu rzeki i typu koryta określonego bezwymiarowym parametrem kształtu $CSF = w/d_{\max}$ (Schumm 1960a, b). Według cytowanego autora typ koryta i wskaźnik kształtu zależą w dużej mierze od zawartości mułu w osadach równiny aluwialnej (Schumm 1960b). Jeżeli zawartość mułu w osadach równiny aluwialnej rośnie w kierunku w dół doliny, wówczas w miarę wzrostu przepływu głębokość koryta rośnie szybciej, a szerokość wolniej w porównaniu z warunkami odznaczającymi się stałą zawartością mułu w osadach. W wyniku tego wartość parametru CSF maleje. Odwrotnie, gdy zawartość mułu w osadach równiny aluwialnej maleje w kierunku w dół doliny, wówczas w miarę wzrostu przepływu głębokość koryta rośnie wolniej, a szerokość szybciej w porównaniu z warunkami stałej koncentracji mułu w osadach. W konsekwencji parametr CSF rośnie.

Współcześnie w zlewni górnego Bobru zjawiska

te można najlepiej obserwować w środkowej i dolnej części dorzecza Leska (fig. 2). Odcinki doliny, w których zawartość mułu w osadach równiny aluwialnej wzrasta (rośnie miąższość i kohezynność mad), występują powyżej stożków napływowych dopływów, a także powyżej niektórych przełomów. Naturalne koryto Leska jest tu wąskie i głębokie, a krętość rzeki duża (P do 3,50). Odcinki doliny, w których zawartość mułu w osadach równiny aluwialnej maleje, występują w przełomach i na pewnym odcinku poniżej przełomów. Koryto Leska jest tu znacznie płytsze i szersze, krętość rzeki zaś wyraźnie mniejsza ($1,15 < P < 2,0$).

Techniki pomiaru koncentracji i natężenia przepływu obciążenia zawiesinowego mają nie mniej bogatą literaturę, częściowo podaną w załączonym wyżej zestawieniu. Problem ten wykracza poza ramy niniejszej pracy. Warto jednak zwrócić uwagę na zagadnienie porównywalności danych i błędy popełniane przy ustalaniu przepływu obciążenia zawiesinowego. Według Wallinga (1977a, b, 1978) absolutny błąd w ocenie rocznego przepływu zawiesiny może wynosić nawet +60%, a dla miesięcznego przepływu zawiesiny mieści się w granicach +400 do -80%.

12. Metamorfoza den dolin – powstawanie i zanik równin aluwialnych. Rozpatrywanie hydrodynamiki strefy pozakorytowej byłoby bezprzedmiotowe, gdyby nie miało bezpośredniego związku z ewolucją den dolin. Ewolucja ta, a w szczególności powstawanie i zanik równin aluwialnych, łączy się bezpośrednio z przemianami zachodzącymi w strefie korytowej, określanymi ostatnio wygodnym terminem „metamorfozy rzek” (ang. metamorphosis of rivers, Schumm 1969). Metamorfoza rzek, a ściślej biorąc ich stref korytowych, jest przejawem dostosowywania się cieku (ang. river adjustment) do zmienionych warunków środowiskowych, będących wynikiem jednego lub kilku z następujących czynników zewnętrznych: zmian klimatycznych (sekularnych lub krótszych), wpływu diastrofizmu i ruchów izostacyjnych oraz zmian pokrycia i użytkowania terenu, związanych głównie z gospodarczą działalnością człowieka. W odniesieniu do równin aluwialnych zagadnienia te badali i dyskutowali: Happ *et al.* 1940; Smith 1940; Lindner 1952; Coldwell 1957; Leopold i Wolman 1957; Wolman i Leopold 1957; Lattman 1960; Adler i Lattman 1961; Schumm i Lichty 1963; Brice 1964; Daniels i Jordan 1966; Schumm 1968b, 1969, 1973, 1976, 1977; Carey 1969; Burkham 1970, 1972, 1976a, b; Klimek 1974; Turner 1974; Gregory

1977a; Starkel 1977a, b; Witt 1979; Reineck i Singh 1980; Nadler i Schumm 1981; Gregory i Madew 1982; Patrick *et al.* 1982; Page i Nanson 1982; Trimble i Lund 1982; Richards 1982; Baker 1983; Brown 1983; Milne 1983 i wielu innych.

Jeżeli termin „metamorfoza rzek” zdomował się już w literaturze geomorfologicznej, to warto dodać, że metamorfozie ulegają również równiny aluwialne, czyli dna dolin rzecznych. Zagadnienie to jest, ogólnie biorąc, słabiej zbadane niż metamorfoza rzek. Niemniej badania ostatnich czterdziestu lat rzuciły i na to zagadnienie jasny snop światła. W świetle wyników badań cytowanych wyżej autorów stało się jasne, że równiny aluwialne nie są bynajmniej wolnozmiennym, bardzo trwałym elementem ukształtowania powierzchni łądów. Przeciwnie, wykazano na licznych przykładach, że mogą być one bardzo podatne na zmiany wywołane niewielkimi nawet wahaniami klimatycznymi (fig. 12), ruchami tektonicznymi lub zmianami spowodowanymi przez człowieka i że mogą reagować na te zmiany wyjątkowo szybko. Jak wykazali po raz pierwszy Lane (1957) oraz Leopold i Wolman (1957), a po nich Schumm i jego współpracownicy (Schumm 1969, 1973, 1977, 1979, 1981; Schumm i Khan 1972; Schumm i Beathard 1976; Begin i Schumm 1979; Nadler i Schumm 1981) zmiany biegu rzeki oraz morfologii i charakteru dna doliny pod wpływem wymienionych czynników mogą zachodzić powoli. Jednakże po przekroczeniu pewnych progowych wartości spadku doliny (ang. threshold valley slope) mają miejsce nagle, skokowe zmiany jakościowe, prowadzące do zasadniczej przemiany systemu rzecznego, czyli do jego metamorfozy (np. zmiana biegu rzeki, typu koryta, zniszczenie równiny aluwialnej, powstanie wąwozów itp.).

Jeżeli spadek doliny zbliża się do którejś z wartości progowych, wówczas katalizatorem przemian jakościowych może stać się seria dużych powodzi, a nawet jedna katastrofalna powódź (Wolman i Miller 1960). Zdaniem Schumma i współpracowników istnieją dwie wartości progowe spadku doliny: wartość progowa dolna (przy małym spadku), charakteryzująca przejście od stabilnego koryta prostego do quasi-stabilnego koryta meandrującego, i wartość progowa górna (przy dużym spadku) właściwa dla zmiany biegu rzeki z meandrującego na roztokowy (por. zwłaszcza Schumm i Khan 1972). W konkretnym dorzeczu wartości progowe spadków zależą od takich czynników, jak: klimat, diastrofizm, budowa geologiczna oraz zmiany pokrycia terenu i użytkowa-

nia ziemi. W najprostszym przypadku spadki progowe będą zależały od natężenia przepływu oraz od zasilania rzeki materiałem detrytycznym. W Sudechach zagadnienia te nie były badane.

Jest oczywiste, że metamorfoza dna doliny (strefy pozakorytowej) łączy się zawsze z metamorfozą strefy korytowej. Jest ona, przynajmniej w pewnym stopniu, biernym wynikiem przemian zachodzących w strefie korytowej rzeki. A zatem nie tylko koryto rzeki, ale także jej równina aluwialna dostosowują się do panujących w danym dorzeczu i w pewnym okresie warunków przepływu wody i osadu, choć, jak zaznaczono wyżej, koryto wód powodziowych nie może osiągnąć stanu równowagi, jaki osiąga (lub do jakiego dąży) koryto rzeki.

W rozdziale niniejszym nie sposób jednak dyskutować drobiazgowo wyników badań cytowanych wyżej autorów. Dlatego też najważniejsze wnioski wynikające z cytowanych prac zostaną tu przedstawione w sposób syntetyczny w kilku punktach generalnych. We wszystkich kwestiach poruszonych niżej większość cytowanych autorów zajmuje stanowisko identyczne lub bardzo zbliżone.

1°. W krajobrazie górskim lub wyżynnym, przy spadkach dolin zbliżonych do górnej wartości progowej, jedna katastrofalna powódź lub kilka następujących po sobie dużych powodzi niosących względnie małe obciążenie mineralne może spowodować zniszczenie (rozmycie i usunięcie) znacznej części lub nawet całej równiny aluwialnej. Z reguły jest to połączone ze zmianą biegu rzeki z jednokorytowego meandrującego systemu rzecznoego na system jednokorytowy roztokowy. Zazwyczaj pociąga to za sobą wyczuwalny wzrost spadku hydraulicznego doliny rzecznej. Jak wykazali Schumm i współpracownicy, tendencja do zmian tego rodzaju, jakkolwiek może być także wynikiem zmian klimatu, wpływu tektoniki lub działalności człowieka, tkwi immanentnie w systemie rzecznoym i może być wynikiem czynników wewnętrznych (ang. *intrinsic threshold* Schumma). Jednym z przejawów takich mechanizmów wewnętrznych szczególnie ważnych dla sedymentologa jest autocykliczny mechanizm depozycji osadów rzecznych, znany od ponad dwudziestu lat (por. Beerbower 1961, 1964; Merriam 1964; Dulf *et al.* 1967 i inni).

2°. Interesujące jest, że powodzie, o których mowa w punkcie 1°, pojawiają się przede wszystkim w zimie i łączą się z kilkunastoletnimi okresami wzmogonych opadów (okresy wilgotne).

3°. Rekonstrukcja przez rzekę zniszczonej rów-

niny aluwialnej odbywa się stopniowo i trwa znacznie dłużej niż epizod jej niszczenia, bo przynajmniej kilkadziesiąt lat. Towarzyszy temu ponowna zmiana biegu rzeki, której koryto stopniowo ulega zwięzieniu i przeobraża się w jednokorytowy meandrujący system rzeczny. Rekonstrukcja zniszczonych równin aluwialnych następuje wyjątkowo szybko w warunkach niskich i średnich powodzi niosących duży ładunek osadu (okresy normalnych lub nieco zmniejszonych opadów). Ostatni warunek nie jest regułą, ponieważ znane są przypadki rekonstrukcji równin aluwialnych w okresach wzmogonych opadów.

4°. Rekonstrukcja zniszczonych równin aluwialnych odbywa się początkowo w korycie rzeki roztokowej. Proces ten zaczyna się „punktowo” w izolowanych miejscach ocienionych przed silniejszymi prądami powodziowymi. We wczesnym etapie rekonstrukcji równin aluwialnych drobnoziarniste osady gromadzą się w dużych niszach brzegowych, będących śladami wcześniejszych meandrów, w cieniu zakrętów dolin, przy ujściach dopływów, w cieniu wysp i łach roztokowych, w opuszczonych korytach roztokowych oraz na innych powierzchniach wznoszących się ponad koryto niskiej wody. Przedostatni z wymienionych procesów znany jest jako mechanizm powiększania równin aluwialnych przez przyrastanie wysp do brzegu rzeki. Stopniowe rozrastanie się wspomnianych embrionalnych równin aluwialnych powoduje powiększenie się stref ocienionych przed silnymi prądami powodziowymi i dalszy wzrost powierzchni tych równin, aż do ich połączenia się w ciągłe strefy pozakorytowe rzeki krętej, a w końcu w równiny aluwialne rzeki meandrującej. W rzekach prostych lub o małej krętości przyrastanie równiny aluwialnej odbywa się głównie na łachach bocznych, zaś w rzekach meandrujących – na łachach meandrowych.

5°. W procesie rekonstrukcji równin aluwialnych dużą rolę mogą odgrywać powodzie pojawiające się w poszczególnych zlewniach cząstkowych. Po osiągnięciu rzeki głównej fale powodziowe ulegają transformacji, przepływ traci część energii, co powoduje deponowanie dużych ilości osadu na pewnym odcinku doliny rzeki głównej, łącznie ze stożkami napływowymi u wylotu dopływów.

6°. W procesie rekonstrukcji równin aluwialnych dużą rolę odgrywa roślinność, zwłaszcza w zaawansowanych i późnych stadiach tego procesu. Roślinność powoduje wzrost stanów powodziowych i zmniejszenie prędkości przepływów pozakorytowych, a tym samym przyspiesza depo-

zycję w obszarach pozakorytowych, utrwała odłożone osady i chroni je przed erozją, a także powoduje zwężenie i pogłębienie koryta rzeki. Dzięki temu ostatniemu procesowi koryto rzeki może w ciągu kilku dziesiątków lat przeobrazić się z szerokiej roztoki, właściwej dla okresów dużych powodzi, w wąskie i głębokie koryto rzeki meandrującej, odpowiednie dla odprowadzania małych i średnich powodzi wraz z niesionym przez nie osadem.

7°. Zmiana biegu i charakteru koryta połączone ze zniszczeniem równiny aluwialnej może dokonać się w warunkach quasi-stacjonarnego dna rzeki, to jest bez wyczuwalnych efektów gradacyjnych. Fakt ten, stwierdzony przez wielu autorów w dorzeczach różnych rzek, wyraźnie potwierdza znaną skądinąd zasadę, że zarówno rzeki meandrujące, jak i roztokowe mogą osiągnąć stan quasi-równowagi dynamicznej, a ich profile podłużne mogą być bardzo zbliżone do teoretycznego profilu równowagi. Jeżeli w procesie metamorfozy dna doliny występują jednak drugorzędne efekty gradacyjne, to w pierwszej fazie powodzi niszczącej jego równinę aluwialną ma miejsce nieznaczna degradacja, w końcowej zaś fazie tej samej powodzi – słaba agradacja w korycie roztokowym. W czasie dalszego przeobrażania się koryta roztokowego w koryto kręte ma miejsce pewna agradacja w strefie pozakorytowej i degradacja w strefie aktywnego koryta. W warunkach wyraźnej gradacji powstają wąskie wcięte koryta (degradacja) lub szerokie koryta na narastających powierzchniach akumulacyjnych (agradacja). W pierwszym przypadku, w strefie aktywnego koryta powstają nowe, wąskie równiny aluwialne, natomiast stare, rozcięte, nieaktywne równiny aluwialne zmieniają się w terasy nadzalewowe. W drugim przypadku tworzą się szerokie równiny aluwialne wkraczające stopniowo na zbocza doliny. Oba zjawiska nie mają wiele wspólnego z metamorfozą dolin w warunkach quasi-równowagi dynamicznej rzeki.

8°. Nie jest prawdziwe stwierdzenie zawarte w niektórych pracach i podręcznikach, że w warunkach agradacji wysokość równin aluwialnych względem dna koryta jest stała. Przeciwnie, w warunkach takich wysokość równin aluwialnych względem dna rzeki systematycznie wzrasta w wyniku naturalnego obwałowywania się rzeki w czasie kolejnych powodzi. Prowadzi to z reguły do wzrostu naprężeń ścinających w strefie aktywnego koryta, a w konsekwencji do wzrostu jego głębokości. Sytuacja taka może trwać tak długo, aż grzbiet aluwialny wznoszący się ponad niżej

położonymi zwałami zostanie porzucony przez awulsję i nastąpi przerzucenie rzeki w nisko położone części zawała.

9°. Dzielenie się przepływu powodziowego spowodowane przez duże wypływy wód z koryta rzeki przez krewasy na zawała może spowodować znaczne zmiany biegu i charakteru rzeki. Zmniejszenie się przepływu w korycie rzeki powoduje lokalne zmniejszenie w nim naprężeń ścinających i równoczesny wzrost koncentracji obciążenia dennego. W sprzyjających warunkach może to spowodować nawet zaczopowanie staro koryta materiałem obciążenia dennego i powstanie nowego koryta na drodze awulsji (fig. 13).

10°. Bieg rzeki i charakter koryta są określone przez przepływy przeważające w ostatnim okresie hydrologicznym. Po okresach wysokich powodzi koryto rzeki będzie szerokie z tendencją do roztokowania (ang. braiding), równina aluwialna zaś może być całkowicie zniszczona. Po okresach niskich powodzi będą przeważały wąskie i kręte koryta, a równina aluwialna będzie dobrze rozwinięta.

Przytoczone wyżej przykłady metamorfozy koryt rzecznych i równin aluwialnych obserwowano współcześnie przede wszystkim w południowo-zachodnich i środkowych stanach USA oraz w Australii, w dziedzinach klimatycznych różnych od sudeckiej. W Sudetach metamorfoza dolin rzecznych na taką skalę nie jest autorowi znana, choć nie można wykluczyć występowania podobnych zjawisk w przeszłości i to nie tak bardzo odległej. Według Wolmana i Eilera (1958), Leopolda *et al.* (1964), Schumma i Hadleya (1957), Schumma i Lichty'ego (1963) oraz Schumma (1977) nagła i szybka metamorfoza den dolinnych jest właściwa rzekom piaskodennym półsuchych dziedzin klimatycznych. W rzekach żwirowodnych i piaskodennych wilgotniejszych dziedzin klimatycznych metamorfoza den dolin przebiega wprawdzie wolniej, choć i w tym przypadku zaznacza się wyraźnie przyspieszenie przemian w wyniku gospodarczej działalności człowieka (por. Gregory 1977a; Starkel 1977a; Gregory i Madew 1982; Patrick *et al.* 1982; Richards 1982; Gregory 1983a).

13. Adaptacja systemu równina aluwialna-koryto rzeki do zabiegów hydrotechnicznych w czasach historycznych. Dolny Śląsk należy do najstarszych ziem polskich, jeżeli chodzi o regulację rzek, budowę umocnień brzegów, jazów piętrzących i tym podobnych budowli hydrotechnicznych. Poczynając od XIII wieku fakt wykonywania wspomnianych budowli jest coraz częściej



a



b

potwierdzany w dokumentach, a w wieku XIV prace regulacyjne na kilku odcinkach Odry były zaawansowane (Bauman 1948; *Monografia Odry* 1948; *Historia Śląska* 1960). Na rzekach sudeckich prace regulacyjne rozpoczęły się na większą skalę w drugiej połowie XVIII wieku i trwają z przerwami do dnia dzisiejszego (Bauman 1948). Poruszony tutaj problem stanowi temat godny osobnego studium. W niniejszej pracy autor ograniczy się jedynie do podania niektórych wstępnych wyników badań własnych.

Co najmniej do końca XVIII wieku, a w niektórych dolinach do końca XIX wieku, rzeki sudeckie płynęły w obszarach nie zabudowanych krętymi lub meandrującymi korytami naturalnymi (A. K. Teisseyre 1977a). W zlewni górnego Bobru i w dorzeczu Leska stwierdzono, że koryta tych rzek, jakkolwiek wyścielone naturalnym żwirowym brukiem, leżały przed regulacją nierzadko w obrębie pokryw madowych. Na przykład w dolinie Leska, gdzie zjawiska te rozpoznano najlepiej, stwierdzono, że dna koryt czynnych w wiekach XVIII-XIX leżały 0,6-1,1 m powyżej dna koryta dzisiejszego, a ich bruki korytowe były podścielone warstwą mad o grubości 0,1-0,3 m (A. K. Teisseyre 1977a; Koziomor 1980). Wskazuje to z jednej strony na pewną tendencję do agradacji, która wzmogła się jeszcze poczynając od lat siedemdziesiątych XVIII wieku, kiedy to wielkie klęski głodu spowodowały wprowadzenie masowej uprawy ziemniaków (*Historia Śląska* 1966). Z drugiej strony, ujawnia to ciekawy charakter meandrujących rzek sudeckich, które migrując wówczas swobodnie w obrębie den dolin nie powodowały całkowitego zerodowania pokryw madowych. A zatem w warunkach wolnej agradacji boczna migracja koryta rzeki meandrującej nie musi spowodować całkowitego erozyjnego usuwania drobnoziarnistych osadów pozakorytowych.

Od końca wieku XIX, a gdzieś tam może wcześniej, w wielu dolinach sudeckich daje się jednak zauważyć stała tendencja do degradacji. Degradacja jest szczególnie wyraźna w górskich zlewniach takich rzek, jak Kaczawa i Strzegomka, Pełcznica i Bystrzyca, w zlewni górnego

Bobru zaś stwierdzono ją w dorzeczu Leska (pl. III, 2, A. K. Teisseyre 1977a). Degradacja prowadzi tam do powstania nowych, wciętych w aluwia stref meandrowych, z wąskimi równinami aluwialnymi po bokach koryta. Równocześnie niegdyś zalewane dna dolin zamieniają się w terasy nadzalewowe wznoszące się 2-5 m nad obecne dno rzeki. Degradacja, o której mowa, zaznacza się więc głównie w dolinach krótkich rzek o względnie dużym spadku średnim, których lokalne bazy erozyjne leżą na krawędzi gór. Obserwacje terenowe wskazują wyraźnie, że przyczyny tej degradacji nie są bynajmniej naturalne (A. K. Teisseyre 1977a, 1980, 1984). W wielu dolinach stwierdzono, że degradacja jest wynikiem wadliwej regulacji rzek i potoków (Bauman 1948; Teisseyre 1977a; pl. X, 1), budowy mostów o zbyt małym świetle, jazów piętrzących, a także zaniedbania tras regulacyjnych i zarastania koryt rzek wikliną (pl. X, 2). Prostowanie koryta rzecznoego lub duże zmniejszenie jego krętości powoduje znaczny wzrost spadku hydraulicznego, co przy aluwialnym nie umocnionym dnie rzeki staje się z reguły przyczyną wzmoczonej degradacji. W wielu miejscach degradacja ta ma wszelkie cechy erozji wąwozowej. Erozja denna zaczyna się w tych odcinkach dolin, których spadek jest zbliżony do górnej progowej wartości spadku, powodując rozcięcie pokryw madowych oraz stropowych części holocenijskich pokryw żwirowych, po czym następuje okres erozji bocznej i przeobrażenie koryta w nową wciętą strefę meandrową (A. K. Teisseyre 1980). Z drugiej strony, zlewnia górnego Bobru, który jest rzeką o względnie małym spadku średnim i leży w strefie powolnej subsydencji, ma wyraźnie odmienny charakter. Uregulowane koryto Bobru jest, w podobnych jak gdzie indziej warunkach hydrotechnicznych, względnie stabilne, jego profil zbliża się do profilu równowagi, a w dnie doliny zaznacza się raczej tendencja do powolnej agradacji.

Spośród zabiegów hydrotechnicznych mających wpływ na charakter rzek i rozwój równin aluwialnych, a które od początku czasów historycznych były dziełem człowieka, należy wymienić

Fig. 13. Awulsja połączona z utworzeniem nowego koryta w wyniku dzielenia się przepływu powodziowego. Złotna, wieś Miskowice, stan z końca sierpnia 1977 r. *a* – Porzucone stare koryto rzeki częściowo wypełnione żwirem w wyniku dużego wypływu wód powodziowych z koryta powyżej kępy wierzb widocznych na zdjęciu. Nowe koryto na lewo; *b* – Nowe koryto rzeki o brzegach naturalnych. Koryto to było 2,5 raza szersze od starego koryta rzeki

Geomorphic effect of flood diversion from an alluvial channel. River Złotna, Miskowice village, situation on August 29, 1977. *a* – Abandoned old channel of the river partly filled with gravel. This is the result of diversion of flood flow from the old channel just above the willows seen in the photograph. New channel is seen on the left; *b* – New channel of the river. Note natural banks of the channel, which was 2.5 times as wide as the old channel

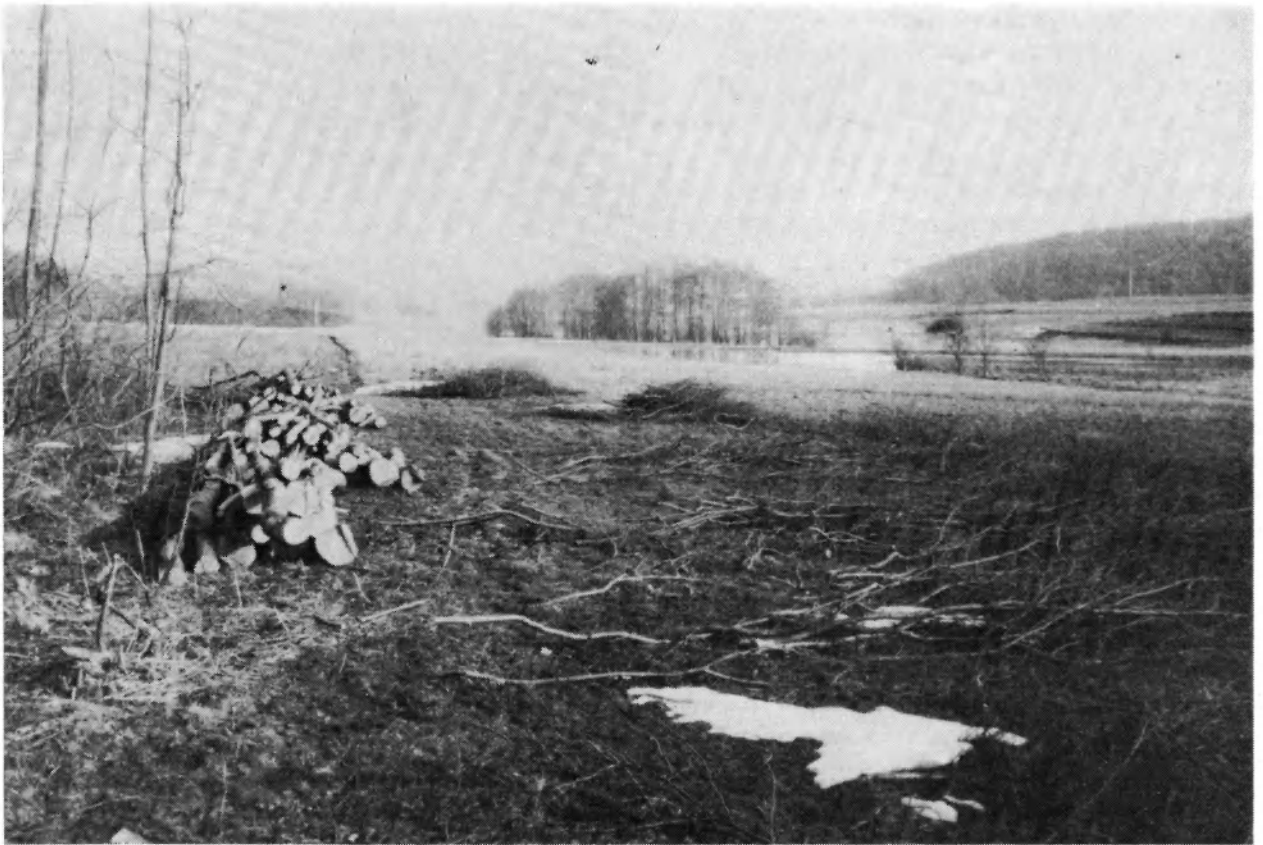


Fig. 14. Dolina Polskiego Potoku w pobliżu Bogaczowic, widok ku wschodowi. Widoczne jest nachylenie dna doliny na prawo (ku południowi). Jest to wynik przesunięcia potoku pod lewą (północną) krawędź doliny. W ciągu kilkuset lat powstała forma morfologiczna będąca połową grzbietu aluwialnego

Valley of the Polski Potok brook near Bogaczowice, view is to the east. Note inclination of the valley floor to the right (southward). This is the result of artificial shifting of the brook from its natural position on the southern part of the valley to the opposite (left) margin of the valley. In several hundred years the artificial landform has developed here corresponding to a half-alluvial ridge

przenoszenie koryt rzek w inne miejsce oraz dzielenie przepływu w celu doprowadzenia wody do młynów lub do innych celów gospodarczych. Geomorfologiczne i geologiczne skutki przenoszenia koryt można dziś stwierdzić w wielu dużych kompleksach łąkowych dawnych majątków klasztoru cystersów w Krzeszowie. Celem tych zabiegów było uzyskanie możliwie największej powierzchni łąk nie pociętych korytami rzek lub też stworzenie terenów odpowiednich do założenia stawów rybnych. W dolnej części doliny Polskiego Potoku w Starych Bogaczowicach przeniesiono potok z prawej części pod lewą krawędź doliny, w bezpośrednie sąsiedztwo stoku. Potok wytworzył tu wcięte koryto (głębokość wcięcia 1-2,5 m), które na odcinku o dużym spadku uzyskało w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat bieg meandrujący (Pipczyńska 1979). W związku z tym korytem powstała ciekawa, wymuszona przez człowieka, forma depozycyjna – jednostronny wał brzegowy, przechodzący na południe w strefę za-

wała, obecnie zabagnioną (fig. 14). Asymetryczne dna dolin w pobliżu Starych Bogaczowic i w wielu innych miejscach są więc mimowolnym dziełem człowieka i tym tłumaczy się nienaturalny rozkład w tych dolinach mezośrodowisk i facji.

Innym przykładem gospodarki cysterskiej może być przeniesienie rzeki Zadrnej pod prawą krawędź doliny w kompleksie łąk we wsi Jawiszów (Kotlina Krzeszowska). Zadrna rozcięła tu aluwia, po czym wcięła się w nieodporne utwory górnej kredy tworząc na pewnym odcinku wąskie koryto skalne o stromym spadku. Dawna równina aluwialna zamieniła się tu w terasę nadzalewową, której powierzchnia uległa przesuszeniu. Przesuszenie rozciętych dolin staje się problemem dla sudeckiego rolnictwa i powoduje ciągłe kurczenie się w dolinach powierzchni łąk na korzyść gruntów ornich. Jest to zjawisko niepożądane, ponieważ naraża równiny aluwialne na zniszczenie w czasie powodzi.

Należy tu dodać, że wspomniane wyżej roz-

cinanie pokryw aluwialnych spowodowane w okresie historycznym zabiegami hydrotechnicznymi odbywa się przy nie zmienionych lokalnych bazach erozyjnych. Jeżeli zjawisko to nie zostanie zahamowane, spowoduje to w najbliższej przyszłości erozję wgłębną w strefie naturalnych progów skalnych dzielących odcinki dolin, a przede wszystkim przenoszenie się efektów sztucznego odmłodzenia na źródłowe obszary zlewni (fig. 15). Ten ostatni proces może mieć poważne konsekwencje geomorfologiczne dla dolin i rzek sudeckich, których efekty, natężenie i rozprzestrzenienie trudno dziś przewidzieć.

Dzielenie przepływu przez odprowadzanie części wód do młynówek i tp. kanałów powoduje istotne zmiany przepływu w głównych korytach potoków i rzek. Dotyczy to zwłaszcza małych rzek o średnim rocznym przepływie poniżej $1 \text{ m}^3/\text{s}$. Efekty geomorfologiczne dzielenia przepływu są widoczne zwłaszcza w wolnych od zabudowy kotlinach, w których koryta rzek nie były trwale

umocnione. Odprowadzenie części wody do młynówki powoduje zmniejszenie przepływu w głównym korycie rzeki, co po latach prowadzi do zwężenia tego koryta, wzrostu jego krętości, a także do agradacyjnego podniesienia dna. To ostatnie zjawisko jest wynikiem znanego od dawna faktu, że dzielenie przepływu powoduje wzrost koncentracji obciążenia dennego w korycie głównym i w wyniku tego agradację lub nawet zaczopowanie tego koryta w czasie powodzi (Linder 1952; Gregory 1977b). W obrębie równiny aluwialnej zmiany te wywołują wzrost oporu przepływów powodziowych, podniesienie stanu wód powodziowych i zmniejszenie prędkości propagacji fal powodziowych (Burkham 1976a, b). W konsekwencji sprzyja to agradacyjnemu nadbudowaniu dna doliny. Na przykład w dolinie Leska w Czarnym Borze warunki takie panowały aż do likwidacji młynów wodnych w latach pięćdziesiątych naszego stulecia.

Budowa jazów i stopni w korytach wyprost-



Fig. 15. Rozcinanie pokrywy madowej przez potok Chwaliszówkę, rejon Starych Bogaczowic. Stan z lipca 1983 r. Rozcinanie ma charakter erozji wąwozowej i polega na cofaniu się w czasie powodzi i wezbrań progu zbudowanego z mad. Jest to wynik niewłaściwej regulacji potoku (wyprostowanie koryta bez umocnienia brzegów i aluwialnego dna)

Downcutting of the cohesive overbank deposits by Chwaliszówka brook near Stare Bogaczowice. Situation in July 1983. The process has the character of gully erosion and depends on backward migration of the headcut seen in the photograph. This is realized particularly during floods and stages higher-than-normal. An example of wrong regulation of a stream (straightening of the channel without bank- and alluvial bed protection)

wanych, wadliwie uregulowanych rzek może prowadzić do wymuszonej erozji wąwozowej rozwijającej się poniżej budowli piętrzących. Poniżej jazów w wielu miejscach obserwowano rozcięcie den koryt aluwialnych, nierzadko na głębokość 1 metra lub większą. Rozcinanie to trwa tak długo, aż dno koryta pokryje się tak grubym brukiem, że nawet w czasie powodzi materiał ten zachowuje się stabilnie. Równocześnie przyległa część równiny aluwialnej może znaleźć się powyżej zasięgu wód powodziowych i ulec przesuszeniu. Zmiany koryta rzeki wywołane budową jazu bynajmniej nie ograniczają się do odcinka erozji wąwozowej poniżej jazu. Erozja wąwozowa powoduje lokalne zwiększenie dostawy do rzeki materiału detrytycznego i tendencję do agradacji w niżej położonym odcinku koryta. Ponieważ agradacja ta związana jest z odkładaniem w korycie rzeki względnie gruboziarnistego osadu dennego, wywołuje to z kolei tendencję do przyspieszonej erozji bocznej, wzmacnia tempo migracji meandrów oraz powoduje przyspieszone niszczenie umocnień brzegów. Wzniesienie jazu wpływa więc destabilizująco na długi odcinek koryta i doliny położony poniżej budowli piętrzącej. W tym samym czasie powyżej jazu następuje agradacyjne podnoszenie dna koryta i zmniejszenie jego przepustowości. W wyniku badań terenowych stwierdzono, że wzmacnia to niebezpieczeństwo powodzi w części doliny położonej powyżej jazu i sprzyja nadbudowie na tym odcinku naturalnych wałów brzegowych.

O tym, jak wielki może być wpływ na geomorfologię mostu o zbyt małym świetle, świadczą najlepiej wyniki badań prowadzonych przez autora w latach 1967-1982 na odcinku mostowym w Błażkowej (A. K. Teisseyre, 1984). Stworzono tu mimo woli znakomite terenowe laboratorium sedymentologiczno-geomorfologiczne, pytanie tylko, kiedy koszty strat wywołane zniszczeniem koryta rzeki poniżej mostu przekroczą oszczędności poczynione przy zbyt skąpanym zaprojektowaniu jego światła.

MECHANIZM DEPOZYCJI OSADÓW POZAKORYTOWYCH

Co najmniej od czasów klasycznej pracy Mackina (1937) osady pozakorytowe traktuje się ogólnie jako utwory przyrastania pionowego (ang. vertical accretion deposits). To generalne określenie sposobu depozycji utworów pozakorytowych, jakkolwiek ogólnie biorąc trafne i właściwie działające na wyobraźnię, nie wyczerpuje bynajmniej wszystkich możliwości przyrastania działających

Podsumowując wyniki obserwacji terenowych dolin sudeckich prowadzonych w okresie ostatnich 30 lat można stwierdzić następujące tendencje rozwojowe.

W dolinach położonych powyżej dolnej granicy lasu przeważają gruboziarniste równiny aluwialne (najczęściej żwirowe). W warunkach równowagi lub przy powolnej agradacji rozwijają się tam płytkie i szerokie koryta roztokowe, często porośnięte olszynami (pl. XI, 2, XII, 1; por. Murgatroyd i Ternan 1983). Szybka degradacja prowadzi do powstania wąskich koryt o małej krętości, często skalno-aluwialnych. Stwierdzono, że w pewnym przedziale spadków koryta te meandrują tworząc także meandry skalne.

W dolinach położonych poniżej dolnej granicy lasu, w krajobrazie rolniczym, dominują zdecydowanie madowe równiny aluwialne (pl. XI, 1 i XII, 2 oraz pl. I-IV). W warunkach równowagi, przy powolnej degradacji lub agradacji rozwijają się koryta kręte lub meandrujące. Koryta meandrujące istnieją w pewnym przedziale spadków (zwykle $0,001 < S < 0,09$). Przy spadkach mniejszych istnieją stabilne koryta proste. Przy spadkach większych przeważają znów koryta proste lub koryta o małej krętości, choć lokalnie mogą wystąpić także koryta meandrująco-roztokowe. Silna degradacja przy dużym spadku powoduje powstanie koryt wciętych o małej krętości. W miarę, jak spadek maleje i erozja denną ustępuje miejsca erozji bocznej, krętość tych koryt wzrasta. W ten sposób w ciągu kilkudziesięciu lat mogą powstać i powstają w Sudetach nowe wcięte strefy meandrowe i tworzą się nowe wąskie równiny aluwialne (niskie terasy zalewowe). Przy umiarkowanej agradacji powstają koryta anastomozujące, natomiast silna agradacja prowadzi do powstania dystrybutywnych systemów rzecznych. Te ostatnie są ograniczone do niektórych stożków napływowych, na których rozwijają się w wyniku katastrofalnych powodzi o długim okresie powtarzalności (por. A. K. Teisseyre 1980).

w strefie pozakorytowej i ważnych dla wyjaśnienia genezy jej osadów. Problem ten został już częściowo poruszony w rozdziale poprzednim.

Zdaniem autora zagadnienie polega na tym, że istnieją liczne osady pozakorytowe, w których powstaniu mechanizm przyrastania pionowego nie odgrywa większej roli lub w ogóle nie ma miejsca. Rozpatrując strefę pozakorytową w kategoriach

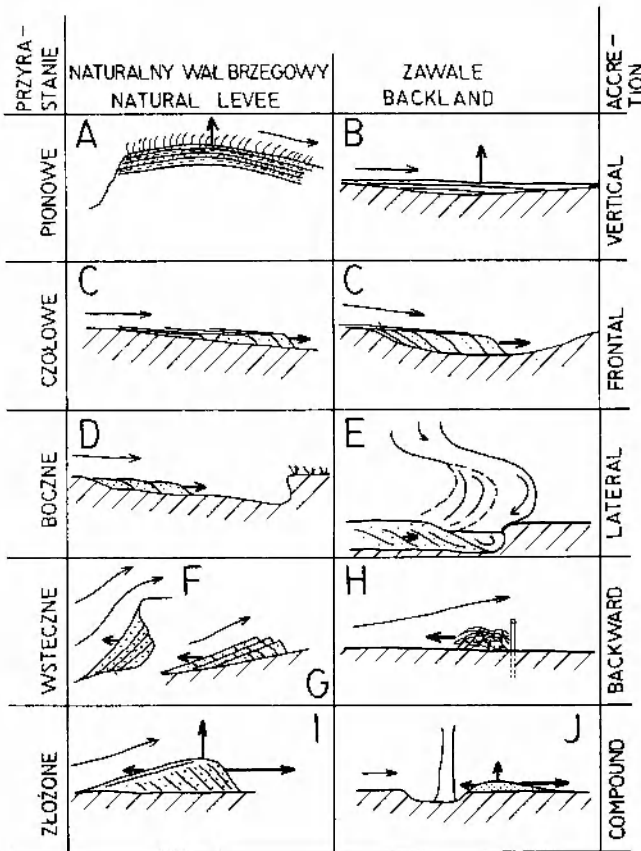


Fig. 16. Pięć rodzajów przyrastania osadów pozakorytowych (przykłady). Kierunek przyrastania ukazują grube strzałki, kierunek prądu – strzałki cienkie. *A* – zestaw lamin równoległych wypukłych ku górze; *B* – zestaw lamin równoległych wklęsłych ku górze; *C* – mikrodelta; *D* – odsyp meandrowy w korycie krewasowym; *E* – łacha meandrowa w odcietym korycie; *F* – osad krewasy wylotowej (rampa krewasy); *G* – wstępujące riplemarki; *H* – zator; *I* – odsyp przelewowy; *J* – cień sedymentacyjny

Five kinds of accretion of extra-channel deposits. Heavy arrows show directions of accretion, light arrows indicate current direction. *A* – set of parallel laminae convex-up; *B* – set of parallel laminae concave-up; *C* – microdelta; *D* – point bar in a crevasse channel; *E* – point bar in an abandoned channel; *F* – deposit of an outflow crevasse (crevasse ramp); *G* – climbing ripples; *H* – plant jam; *I* – chute bar; *J* – sediment shadow

mezośrodowisk wyróżnionych w tabeli 2 można wykazać, że w tworzeniu się osadów tej strefy biorą udział te same mechanizmy przyrastania osadów, jakie obserwujemy w strefie korytowej. Różnica między strefą korytową a pozakorytową polega zatem nie na wyłączeniu jednego z dwóch mechanizmów przyrastania, jak to zakładają poglądy uproszczone, lecz na różnym udziale pięciu podstawowych mechanizmów przyrastania, ukazanych na figurze 16.

1. Przyrastanie pionowe (ang. vertical accretion) zachodzi, gdy powierzchnia depozycyjna

o wymiarach poziomych bardzo dużych w porównaniu z grubością warstwy osadu odłożonego w jednym epizodzie depozycyjnym narasta w kierunku pionowym, prostopadłym do powierzchni terenu. Jest to kierunek y we współrzędnych prostokątnych stosowanych w hydrodynamice (fig. 16A, B, 17).

2. Przyrastanie czołowe (ang. frontal accretion) oznacza, że dwuwymiarowa (w sensie hydrodynamicznym) forma depozycyjna narasta w kierunku przepływu (x), a jej powierzchnia stropowa pozostaje z grubsza biorąc w poziomie terenu. Dobrym przykładem może tu być mikrodelta wypełniająca zagłębienie na równi zalewowej (fig. 16C, 18).

3. Przyrastanie boczne (ang. lateral accretion) ma miejsce, gdy dwu- lub trójwymiarowa forma depozycyjna narasta w kierunku z prostopadłym do kierunku przepływu x i leżącym w płaszczyźnie sedymentacji xz . Przyrastaniu boczemu z reguły towarzyszy pewien przyrost osadu w pionie. Przykładem mogą tu być łachy meandrowe (zwykle piaszczyste), narastające w czasie powodzi w krętych zagłębieniach będących śladami koryt na równi zalewowej (fig. 16D, E, 19 oraz fig. 4).

4. Przyrastanie określimy jako wsteczne (ang. backward accretion), gdy forma akumulacyjna lub powierzchnia depozycyjna przyrasta w kierunku pod prąd (kierunek minus x). Przyrastaniu temu może towarzyszyć pewien przyrost osadu na wysokość. Jako przykłady można wymienić powierzchnie wałów brzegowych pokryte riplemarkami wstępującymi lub formy depozycyjne złożone przed przeszkodami (fig. 16 F-H, 20).

5. Przyrastanie będzie złożone (ang. compound accretion), gdy w procesie depozycji bierze udział kilka rodzajów przyrastania osadu, jak na przykład w odsypach przelewowych lub w dużych cieniach sedymentacyjnych (fig. 16 I, J).

Koncepcja przyrastania osadu określa zatem relację między kierunkami jego narastania a hydrodynamiczną wymiarowością przepływu i form dna, analizowaną w hydrodynamicznym układzie współrzędnych prostokątnych. O formie depozycyjnej, która przyrasta w kierunku przepływu wody (kierunek x), mówimy, że przyrasta czołowo. Powierzchnie akumulacyjne nadbudowywane w kierunku y prostopadłym do powierzchni depozycyjnej xz przyrastają pionowo. Formy depozycyjne narastające w kierunku $|z|$ przyrastają bocznie, zaś formy przyrastające w kierunku $-x$ przyrastają wstecznie. Przyrastanie będzie złożone, jeżeli forma przyrasta w dwóch lub w trzech kierunkach (zwłaszcza xz oraz xyz).



a



b



Fig. 18. Osady pozakorytowe przyrastania czółowego. Drobne żwiry i piaski złożone w formie cienkich mikrodelty (marzec 1983 r.) na mulastych piaskach z detritusem roślinnym (osad z jesieni 1982/1983 r.). Odcięte koryto Bobru, Bukówka, punkt 1, marzec 1983 r.

Overbank deposits – an example of frontal accretion. Fine gravels and sands deposited in the form of thin microdeltas (March 1983) on muddy sands with plant fragments (deposits of Autumn 1982/1983). Abandoned channel of the River Bóbr, Bukówka, site 1, March 1983

WNIOSKI

1. Doliny rzek sudeckich 2-4 rzędu są (z wyjątkiem przełomów) dolinami płaskodennymi, w których pod cieńszą lub grubszą pokrywą aluwów występują płaskie dna skalne. Płaskie dna skalne stwierdzono także w dolnych odcinkach niektórych wciosów (doliny 1 i 2 rzędu). Występowanie w spągu wypełnień dolinnych osadów glacialnych lub peryglacialnych gruzów wskazuje na plejstocenijski wiek obecnej formy dolin Sudeców Środkowych i przemawia za morfogenezą właściwą klimatowi peryglacialnemu. Wyjaśnienie problemu osadów starszych niż neoplejstocen oraz

odtworzenie rozwoju dolin sudeckich w neogenie, eo- i mezoplejstocenie wymaga kontynuowania badań. W zlewni górnego Bobru pokrywa czwartorzędowa den dolinnych ma 2-60 metrów miąższości. Pokrywę holocenijską reprezentują kilkumetrowej miąższości osady rzeczne, wykształcone dołem z facji korytowej (żwiry z pniami drzew) i górą w facji pozakorytowej (mady). W Sudeciech Środkowych wiek wszystkich wymienionych wyżej utworów jest nadal problemem otwartym.

2. Użytkowane rolniczo płaskodenne doliny rzek sudeckich są w strefach pogórza i dolnej

Fig. 17. Osady pozakorytowe przyrastania pionowego. *a* – Facja mulowa. Pokrywa piaszczysto-mulowa w lokalnym zagłębieniu równi zalewowej. Rzeka Złotna, stożek Miskowic, punkt 7, sierpień 1977 r.; *b* – Facja żwirowa. Pokrywa grubego żwiru nowego koryta Złotnej (por. fig. 13). Wieś Miskowice, 29 sierpnia 1977 r.

Overbank deposits – examples of vertical accretion. *a* – Mud facies. Sheet of muddy sand deposited in a local depression on the flood plain. River Złotna, Miskowice Fan, site 7, August 1977; *b* – Gravel facies. Sheet of cobble-sized fragments near the new channel of the lower Złotna (see fig. 13). Miskowice village, August 29, 1977



Fig. 19. Osady pozakorytowe przyrastania bocznego. Piaski i piaski mulaste naturalnego wału brzegowego, Bóbr, Bukówka, punkt 1. Piaski zostały zdeponowane w czasie wezbrania roztopowego w marcu 1983 r. Na pierwszym planie – żwir czopa korytowego odcinające opuszczone koryto, w głębi – zarośnięty wierzbą naturalny wał brzegowy

Overbank deposits – an example of lateral accretion. Sands and muddy sands of the natural levee, River Bóbr, Bukówka, site 1. The sands have been deposited by thaw floods in March 1983. Note gravelly channel plug at the outlet of the abandoned channel (foreground) and dense stands of *Salix* on the natural levee (background)

części regła dolnego wyścielone pokrywą kohezyjnych utworów drobnziarnistych rozwiniętych jako mady. Miąższość mad w Sudetach Środkowych waha się od kilku decymetrów do 4 metrów. Mady występują tu jedynie na terasach zalewowych lub na tych terasach, które w okresie historycznym były zalewane w czasie powodzi. Jest bardzo prawdopodobne, że mady sudeckie reprezentują utwór antropogeniczny należący do najmłodszego holocenu – okresu historycznego. Okrycie madami teras zalewowych, jak się wydaje, łączy się z kolonizacją i częściowym wylesieniem gór oraz wzięciem pod uprawę stoków w obrębie piętter pogórza i dolnej części regła dolnego. Musiało to spowodować zmianę obciążenia rzek z dennego na mieszane lub zawieszinowe, metamorfozę koryt rzecznych polegającą na zmianie ich biegu z roztopowego na meandrujący oraz metamorfozę równin aluwialnych ze żwirowych, zalesionych na madowe, łąkowe.

3. Spośród jednokorytowych systemów rzecznych występują obecnie w Sudetach rzeki proste,

kręte, meandrujące i – stosunkowo rzadko – roztopkowe. Rzeki roztopkowe pojawiają się głównie powyżej dolnej granicy lasu, a więc w środowisku zbliżonym do naturalnego. Z wielokorytowych systemów rzecznych obserwuje się w Sudetach rzeki anastomozujące oraz okresowo – dystrybucyjne systemy rzeczne na stożkach napływowych. Rzeki proste (w dolinach o małym spadku), rzeki kręte, meandrujące oraz anastomozujące występują w dolinach płaskodennych wyścielonych madami, mają wąskie, zwarte koryta o pojedynczym nurcie oraz brzegi zbudowane z utworów kohezyjnych, stosunkowo odpornych na erozję rzeczna. Rzeki kręte i meandrujące rozwijają się w pewnym przedziale spadków dna doliny ($0,001 < S < 0,09$) i odznaczają się aktualnie obciążeniem zawieszinowym lub mieszanym.

4. Równiny aluwialne rzek sudeckich należy podzielić na dwie kategorie. Równiny żwirowe lub piaszczyste, zbudowane z niekohezyjnych utworów gruboziarnistych, występują obecnie głównie powyżej dolnej granicy lasu i łączą się z typem

koryt roztokowych lub szerokich, płytkich koryt jednonurtowych o małej krętości. Równiny madowe, podścielone przez kohezyjne mady, rozwijają się obecnie w krajobrazie kulturalnym, poniżej dolnej granicy lasu, w warunkach rolniczej uprawy stoków. Równiny te są najczęściej związane z rzekami krętymi, meandrującymi lub anastomozującymi. Równiny madowe rozwijają się w warunkach równowagi lub słabej agradacji.

5. W zlewniach Bystrzycy, Pełcznicy, Strzegomki, Kaczawy i częściowo w zlewni górnego Bobru (dorzecze Leska) przeważała do końca XVIII wieku, a nawet do końca XIX wieku powolna agradacja. Tendencje do agradacji wzmogły się jeszcze po wprowadzeniu masowej uprawy ziemniaków w wyniku klęsk głodu w latach siedemdziesiątych XVIII wieku. Poczynając od XIX wieku w dolinach wymienionych rzek przeważa degradacja związana przede wszystkim z niewłaściwą regulacją rzek. Wadliwość regulacji rzek i potoków polegała i polega przede wszystkim na prostowaniu ich biegu przy równoczesnym pozostawieniu nie umocnionego aluwialnego dna koryt.

Destrukcyjnie na stabilność koryt aluwialnych wpływają też jazy piętzące i mosty drogowe o zbyt małym świetle. Budowle te powodują znaczne wzmoczenie erozji rzecznej w długich odcinkach koryt położonych niżej. Spowodowane przez nie rozcinanie holocenijskich pokryw aluwialnych ma cechy erozji wąwozowej, powoduje powstanie głęboko wciętych koryt, obniżenie zwierciadła wód gruntowych w dolinach rzek oraz przesuszanie ich gleb. W dnach dolin wymienionych rzek i ich dopływów obserwuje się w ostatnich dziesięcioleciach systematyczny spadek powierzchni łąk na korzyść gruntów ornych. Zjawisko to, łączące się z obniżeniem zwierciadła wód gruntowych i przesuszaniem gleb, jest niekorzystne i naraża gleby dolin rzecznych na erozję w czasie powodzi. Stwierdzono, że w tych samych warunkach hydrotechnicznych koryto górnego Bobru, który jest rzeką o mniejszym spadku średnim, jest stabilne, a w dnie jego doliny przeważa raczej tendencja do powolnej agradacji.

6. Stwierdzono, że na współczesnych stożkach napływowych Sudetów równiny madowe mogą



Fig. 20. Osady pozakorytowe przyrastania wstecznego. Żwiry i piaski zdeponowane w krewasie (za tyczką). Bóbr, Bukówka, punkt 1, marzec 1983 r.

Overbank deposits – an example of backward accretion. Gravels and sands deposited in a crevasse (behind the levelling rod). River Bóbr, Bukówka, site 1, March 1983

być nietrwałe w warunkach okresowej silnej agrodacji, związanej z katastrofalnymi powodziami. Równiny madowe stożków napływowych nie ulegają jednak erozji (jak to się dzieje w niektórych dolinach), lecz są okrywane żwirami. Powoduje to zmianę typu równiny aluwialnej z madowej na żwirową, wzrost spadku podłużnego stożka napływowego oraz zmianę biegu rzeki z meandrującego na roztokowy.

7. Autor proponuje wprowadzenie zmodyfikowanego podziału środowisk rzecznych oraz form i osadów aluwialnych den dolin górskich. W dnie doliny (środowisko rzeczne) autor wyróżnia strefę aktywnego koryta i strefę pozakorytową, które stanowią dwa różne podśrodowiska. W strefie pozakorytovej występują naturalne wały brzegowe i obszary położone poza wałami, które autor proponuje nazwać zawalami. Wały brzegowe i zawala stanowią grupy mezośrodowisk. W każdej z tych grup autor wyróżnia po pięć form, które powstają w poszczególnych odpowiadających sobie mezośrodowiskach. Na mezośrodowiska składa się bliżej nie określona liczba mikrośrodowisk jako najmniejszych obszarów środowiskowo jednorodnych. W mikrośrodowiskach powstają poszczególne mikroformy zbudowane z siebie właściwych osadów – mikrofacji. Podziałowi środowiskowemu odpowiada analogiczny podział facjalny osadów rzecznych. Proponowany podział jest wystarczający do opisu dolin sudeckich i został sprawdzony w praktyce w ciągu wielu lat pracy terenowej.

8. Osady pozakorytowe rzek sudeckich nie mogą być traktowane jako utwory wyłącznie przyrastania pionowego. Stwierdzono, że zarówno w strefie korytovej, jak i pozakorytovej występują te same mechanizmy przyrastania: przyrastanie pionowe, boczne, czołowe, wsteczne i złożone. Różnica między strefą korytową a pozako-

rytową polega zatem na różnym udziale wymienionych rodzajów przyrastania. W strefie pozakorytovej przeważa przyrastanie pionowe, natomiast w strefie korytovej może przeważać przyrastanie boczne.

9. Wstępne wyniki badań przepływów powodziowych (pozakorytowych) w Sudetach wskazują na ich bardzo złożony, nieustalony charakter. Rozkład prędkości przepływu w zalanym dnie doliny jest bardzo złożony i w żadnym przypadku nie odpowiada uproszczonym schematom przyjmowanym na ten temat w literaturze. Zachowanie zasady ciągłości ruchu wymaga, aby część wód powodziowych powracała w pewnych miejscach do koryta rzeki, co też obserwowano w czasie kolejnych powodzi. Stwierdzono, że wody powodziowe powracają do koryta rzeki przez krewasy powrotne, powodując tym samym niszczenie brzegów koryta. W czasie powodzi w dolinie rzecznej odbywa się stała i skomplikowana wymiana wód między strefą korytową i pozakorytową, czyli zalanym dnem doliny. Powstaje więc nowy, nie opracowany problem bocznej wymiany momentu i transportowanych mas wody oraz osadu. Wstępne obserwacje terenowe zdają się sugerować powolne zmniejszanie się koncentracji zawiesiny z biegiem głównych rzek Sudetów. Zagadnienie to jest bardzo istotne dla poznania mechanizmu depozycji mad oraz tendencji rozwojowych den dolin sudeckich i wymaga kontynuowania badań.

10. Istnieje bezsporna konieczność zapoczątkowania w Sudetach systematycznych badań przepływów powodziowych, obejmujących zarówno strefy korytove, jak i pozakorytove. Realizacja takiego programu badawczego wymaga zainstalowania w dolinach rzek odpowiedniej sieci nowoczesnych, zautomatyzowanych stacji kontrolno-pomiarowych.

Wrocław, luty 1984

LITERATURA

- ADLER A. A., LATTMAN L. H., 1961: Flood plain sediments of Halfmoon Creek, Pennsylvania. Min. Industries Expt. Sta., *Pennsylvania State Univ., Bull.* 77, s. 1-11.
- ALBERTSON M. L., DAI Y. B., JENSEN R. A., ROUSE H., 1950: Diffusion of submerged jets. *Trans. Am. Soc. Civil Engr.*, vol. 115, s. 639-697.
- ALBERTSON M. L., SIMONS D. B., 1964: Fluid mechanics, [w:] *Handbook of Applied Hydrology*, Chow V. T. (red.), McGraw-Hill Book Co., New York, s. 7-1-7-49.
- ALLEN J. R. L., 1965a: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, vol. 5, s. 89-191.
- 1965b: Sedimentation to the lee of small underwater sand waves: an experimental study. *J. Geol.*, vol. 73, s. 95-116.
- 1968a: *Current Ripples*. North-Holland Publ. Co., Amsterdam.
- 1968b: The accumulation of sediment in the lee of ripples and dunes, and the thickness of bottomset deposit. *Geol. Mag.*, vol. 105, s. 166-176.
- 1969: On the geometry of current ripples in relation

- to stability of fluid flow. *Geogr. Ann.*, vol. 51 (Ser. A), s. 61-96.
- 1970a: *Physical Processes of Sedimentation*. Allen and Unwin, London.
- 1970b: The avalanche of granular solids on dune and similar slopes. *J. Geol.*, vol. 78, s. 326-351.
- ASCE, 1963: Task Committee on preparation of sedimentation manual "Suspension of sediment". *Am. Soc. Civil Engrs. Proc.*, vol. 89, no. HY 5, s. 45-76.
- BAGNOLD R. A., 1956: The flow of cohesionless grains in fluids. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, vol. 249, s. 235-297.
- BAILEY J. F., PATTERSON J. L., PAULHUS J. L. H., 1975: Hurricane Agnes rainfall and floods, June-July 1972. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 924, s. 1-403.
- BAKER V. R., 1983: Large-scale fluvial palaeohydrology. [w:] *Background to Palaeohydrology*, K. J. Gregory (red.), Wiley and Sons, Chichester, s. 453-478.
- BAKER V. R., PENTEADO-ORELLANA M. M., 1977: Adjustment to Quaternary climatic change by the Colorado River in central Texas. *J. Geol.*, vol. 85, s. 395-422.
- BANERJEE I., 1977: Experimental study on the effect of deceleration on the vertical sequence of sedimentary structures in silty sediments. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 47, s. 771-783.
- BARNES H. H. Jr., 1967: Roughness characteristics of natural channels. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap.*, 1849, s. 1-213.
- BATES C. C., 1953: Rational theory of delta formation. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, vol. 37, s. 2119-2162.
- BAUMAN T., 1948: Budowle wodne na Dolnym Śląsku. *Gosp. Wod.* nr 5-6, s. 170-172.
- BEERBOWER J. R., 1961: Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian-Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 72, s. 1029-1050.
- 1964: Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169/1, s. 31-42.
- BEGIN Z. B., SCHUMM S. A., 1979: Instability of alluvial valley floors: A method for its assessment. *Am. Soc. Agricult. Engrs., Trans. ASAE*, vol. 22, s. 347-350.
- BERG G., 1909: *Erläuterungen z. Geol. Karte...* Blatt Schömberg. Preuss. Geol. L.-A., Lief. 145, s. 1-69. Berlin.
- 1912a: *Erläuterungen z. Geol. Karte...* Blatt Schmieberg mit Anhang Tschopsdorf. Preuss. Geol. L.-A., Lief. 193, s. 1-72. Berlin.
- 1912b: *Erläuterungen z. Geol. Karte...* Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. L.-A., Lief. 193, s. 1-60. Berlin.
- BERG G., DATHE E., 1912: *Erläuterungen z. Geol. Karte...* Blatt Landeshut. Preuss. Geol. L.-A., Lief. 193, s. 1-47. Berlin.
- BEVERAGE J. P., CULBERTSON J. K., 1964: Hyperconcentrations of suspended sediment. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 90, HY 6, s. 117-128.
- BLUCK B. J., 1979: Structure of coarse grained braided stream alluvium. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. 70, s. 181-221.
- BOGÁRDI J., 1974: *Sediment transport in alluvial streams*. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- BORTNIK J., 1978: *Charakterystyka sedimentologiczno-petrograficzna żwirów dorzecza Leska*. Praca magisterska – masyzynopsis. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 1-37.
- BRAŃSKI J., 1980: Sediment run-off from the catchment area of the Carpathian rivers. *Acta Hydrobiol.*, vol. 22, s. 89-100.
- BRAY D. I., 1982: Flow resistance in gravel-bed rivers, [w:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne, (red.), Wiley and Sons, Chichester, s. 109-137.
- BRICE J. C., 1964: Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 422-D, s. 1-41.
- BROOKS N. H., 1958: Mechanics of streams with movable beds of fine sand. *Am. Soc. Civ. Engrs. Trans.*, vol. 123, s. 526-594.
- 1965: *Calculation of suspended load discharge from velocity and concentration parameters*. U.S. Federal Inter-Agency Sedim. Conf. Proc., Jackson, Mississippi 1963, Misc. Publ. No. 970, Agr. Research Serv., s. 229-237.
- BROWN A. G., 1983: Floodplain deposits and accelerated sedimentation in the lower Severn basin, [w:] *Background to Palaeohydrology*, K. J. Gregory (red.), Wiley and Sons, Chichester, s. 375-397.
- BURKHAM D. E., 1970: Precipitation, streamflow, and major floods at selected sites in the Gila River drainage basin above Coolidge Dam, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 655-B, s. 1-33.
- 1972: Channel changes of the Gila River in Safford Valley, Arizona, 1846-1970, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 655-G, s. 1-24.
- 1976a: Hydraulic effects of changes in bottom-land vegetation on three major floods, Gila River in southeastern Arizona. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 655-J, s. 1-14.
- 1976b: Effect of changes in an alluvial channel on the timing, magnitude, and transformation of flood waves, southeastern Arizona. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 655-K, s. 1-25.
- BÜDEL J., 1982: *Climatic Geomorphology*. Princeton Univ. Press, Princeton, New Jersey.
- CAMPBELL F. B., BAUDER H. A., 1940: A rating curve method for determining silt-discharge of streams. *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 21, s. 603-607.
- CAREY W. C., 1969: Formation of floodplain lands. *J. Hydr. Div., Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 95, nr HY 3, s. 981-994.
- CHOW V. T., 1959: *Open-channel Hydraulics*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- CHURCH M., GILBERT R., 1975: Proglacial fluvial and lacustrine environments, [w:] *Glaciofluvial and glacio-lacustrine sedimentation*, *SEPM, Spec. Publ.*, no. 23, s. 22-100.
- COLBY B. R., 1957: Relationship of unmeasured sediment discharge to mean velocity. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 38, s. 707-717.
- COLBY B. R., HEMBREE C. H., 1955: Computations of total sediment discharge, Niobrara River near Cody, Nebraska. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 1357, s. 1-187.
- COLBY B. R., SCOTT C. H., 1965: Effects of water temperature on the discharge of bed material. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 462-G, s. 1-25.
- COLDWELL A. E., 1957: Importance of channel erosion as a source of sediment. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 38, s. 908-912.
- COOK H. L., 1935: Outline of the energetics of stream transportation of solid. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 16, s. 456-463.
- CRICKMAY C. H., 1974: *The Work of the River*. Macmillan Press, London, Basingstoke.

- CZUDEK T., 1980: Pleistocene thermal erosion in the western part of Czechoslovakia. *Sbor. Ces. Geogr. Spol.*, R. 1980, C. 1, s. 9-14.
- 1982: Zur Thermoerosion und Talentwicklung in Mähren (ČSSR). *Acta Sc. Nat. Brno*, vol. 16 (1), s. 1-36.
- DANIELS R. B., JORDAN R. H., 1966: Physiographic history and the soils, entrenched stream systems, gullies, Harrison County, Iowa. *U.S. Dept. Agricult. Techn. Bull.*, nr 1348, s. 1-116.
- DATHE E., 1908: Über die geologischen Aufnahmen auf den Blättern Schömberg, Waldenburg und Friedland. *Jb. Preuss. Geol. L.-A.*, Bd. 26 (za r. 1905), s. 710-717. Berlin.
- DĘBSKI K., 1938: Obliczanie przepływu rzek w fazie wylewu. *Gosp. Wod.*, nr 1/2.
- Dictionary of Geological Terms*, 1974: Anchor Books. Anchor Press/Doubleday. Garden City, New York.
- Die Hochwasserkatastrophe im Riesengebirge am 29/30 Juli 1897*. 4. Auflag. Jelenia Góra 1897.
- DOEGLAS D. J., 1962: The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, vol. 1, s. 167-190.
- DUFF P. McL. D., HALLAM A., WALTON E. K., 1967: *Cyclic sedimentation*, "Developments in Sedimentology" 10. Elsevier. Amsterdam.
- DUMANOWSKI B., 1952: Morfologia doliny Bobru w okolicy Jeleniej Góry. *Czas. Geogr.*, t. 21-22 (za lata 1950/1951), s. 403-411.
- EINSTEIN H. A., 1950: The bed-load function for sediment transportation in open-channel flows. *U.S. Dept. Agricult., Soil Conserv. Techn. Bull.*, nr 1026, s. 1-71.
- 1964: Sedimentation, part II. River sedimentation, [w:] *Handbook of Applied Hydrology*, Chow V. T. (red.), McGraw-Hill Book Co., New York, s. 17-35–17-67.
- 1968: Deposition of suspended particles in a gravel bed. *J. Hydr. Div., Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 94, s. 1197-1205.
- EINSTEIN H. A., ANDERSON A., JOHNSON J. W., 1940: A distinction between bed load and suspended load in natural streams. *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 21, s. 628-633.
- EINSTEIN H. A., NING CHIEN 1954: *Second approximation to the solution of the suspended load theory*. U.S. Army Corps Engrs., Sediment Ser., No. 3, Missouri River Div., Omaha, Nebraska.
- 1955: *Effects of heavy sediment concentration near the bed on velocity and sediment distribution*. U.S. Army Corps Engrs., Sediment Ser., No. 8, Missouri River Div., Omaha, Nebraska.
- EMMETT W. W., 1970: The hydraulics of overland flow on hillslopes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 662-A, s. 1-68.
- FROEHLICH W., 1975: Dynamika transportu fluwialnego Kaminicy Nawojowskiej. The dynamics of fluvial transport in the Kaminica Nawojowska. *Inst. Geogr. i Przestrzen. Zagosp. PAN, Pr. Geogr.*, nr 114, s. 1-122.
- 1982: Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej. The mechanism of fluvial transport and waste supply into the stream channel in a mountainous flysch catchment. *Inst. Geogr. i Przestrzen. Zagosp. PAN, Pr. Geogr.*, nr 143, s. 1-144.
- GENIESER K., 1936: *Studien zur Diluvialgeschichte des Boher-Katzbach-Gebirges und seiner Flüsse*. Diss. Univ. Berlin, s. 1-47. Legnica.
- GIŻEJEWSKI J., 1973: Uwagi o terminologii i klasyfikacji struktur sedymentacyjnych osadów rzecznych. Notes on terminology and classification of sedimentary structures in fluvial deposits. *Prz. Geol.*, nr 11, s. 602-607.
- GLOVER R. E., 1964: Dispersion of dissolved or suspended materials in flowing streams. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 433-B, s. 1-38.
- GOTTSCHALK L. C., 1964: Sedimentation. Part I. Reservoir sedimentation, [w:] *Handbook of Applied Hydrology*, Chow V. T. (red.), McGraw-Hill Book Co., New York, s. 17-1–17-34.
- GRADZIŃSKI R., 1973: Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Post. Nauk Geol.*, nr 5, s. 57-112.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRAF W. H., 1971: *Hydraulics of Sediment Transport*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- GRAF W. L., 1981: Channel instability in a braided, sand-bed river. *Wat. Resour. Res.*, vol. 17, s. 1087-1094.
- 1983: Flood-related channel change in an arid-region river. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 8, s. 125-139.
- GREGORY K. J. (red.), 1977a: *River Channel Changes*. Wiley and Sons. Chichester.
- 1977b: Channel and network metamorphosis in northern New South Wales, [w:] *River Channel Changes*, K. J. Gregory (red.), s. 389-410. Wiley and Sons, Chichester.
- (red.), 1983a: *Background to Palaeohydrology. A Perspective*. Wiley and Sons, Chichester.
- 1983b: Human activity and palaeohydrology. A review. *Quat. Stud. in Poland*, vol. 4, s. 73-80.
- GREGORY K. J., MADEW J. R., 1982: Land use change, flood frequency and channel adjustments, [w:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.), Wiley and Sons. Chichester, s. 757-782.
- GUY H. P., SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1966: Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-1961. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-I, s. 1-185.
- HAPP S. C., RITTENHOUSE G., DOBSON G. C., 1940: Some aspects of accelerated stream and valley sedimentation. *U.S. Dept. Agr., Techn. Bull.* no. 695, s. 1-134.
- HENDERSON F. M., 1966: *Open Channel Flow*. MacMillan Publ., New York, Collier MacMillan Publ., London.
- HEY R. D., BATHURST J. C., THORNE C. R. (red.), 1982: *Gravel-bed Rivers. Fluvial Processes, Engineering and Management*. Wiley and Sons, Chichester.
- HICKIN E. J., 1977: Hydraulic factors controlling channel migration. *Proc. 5th Guelph Symp. in Geomorphology*, Guelph, Ontario, s. 59-66.
- 1979: Concave-bank benches on the Squamish River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, vol. 16, s. 200-203.
- HILLS E. S., 1960: *The Physiography of Victoria*, Whitecombe and Tombs, Melbourne, s. 1-292.
- Historia Śląska*, 1960: t. I, część I do połowy XIV w. K. Maleczyński (red.), Ossolineum, Wrocław, s. 1-625.
- 1966: t. II, część I: 1763-1806. W. Długoborski (red.), 1-471. Ossolineum, Wrocław.
- HJULSTROM F., 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, vol. 25, s. 221-452.
- HOOKE R. LeB., 1968: Laboratory study of the influence of granules on flow over a sand bed. *Geol. Soc. Am. Bul.*, vol. 79, s. 495-500.
- HUNT J. N., 1954: The turbulent transport of suspended

- sediment in open channels. *Proc. Roy. Soc. London*, Ser. A, vol. 224, no. 1158, s. 322-335.
- IMESON A. C., VERSTRATEN J. M., 1981: Suspended solids concentrations and river water chemistry. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 6, s. 251-263.
- IPPEN A. T., 1971: A new look at sedimentation in turbulent streams. *J. Boston Soc. Civ. Engrs.*, vol. 58, s. 131-163.
- ISMAIL H. M., 1952: Turbulent transfer mechanisms and suspended sediment in closed channels. *Am. Soc. Civ. Engrs. Trans.*, vol. 117, s. 409-446.
- JAHN A., 1960: Czwororzęd Sudetów, [w:] *Regionalna geologia Polski*, t. III, z. 2, H. Teisseyre (red.), 358-418. Pol. Tow. Geol., Kraków.
- 1970: *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*. PWN, Warszawa, s. 1-202.
- 1980: Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. Main features and age of the Sudetes Mountains relief. *Czas. Geogr.*, vol. 51, s. 129-154.
- JAHN A., SZCZEPANKIEWICZ S., 1967: Osady i formy czwororzędowe Sudetów i ich przedpola. [w:] *Czwororzęd Polski*. R. Galon, J. Rylik (red.), PWN, Warszawa, s. 397-430.
- JAHNS R. H., 1947: Geologic features of the Connecticut Valley, Massachusetts, as related to Recent floods. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 996, s. 1-158.
- JAROCKI W., 1957: *Ruch rumowiska w ciekach*. Wyd. Morskie, Gdynia.
- 1967: Zależność między ilością rumowiska włączonego i unoszonego w rzekach. Relation between bed and suspended loads in rivers. *Arch. Hydrot.*, vol. 14, s. 535-579.
- JOHANSSON C. E., 1975: Some aspects on delta structures. Laboratory and field studies. *Meddelanden Fran Lunds Univ., Geogr. Inst.*, no. 527, s. 87-99.
- JOPLING A. V., 1963a: Hydraulic studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, vol. 2, s. 115-121.
- 1963b: Effect of base-level changes on bedding development in a laboratory flume, [w:] *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 475-B, s. 203-204.
- 1964: Laboratory study of sorting processes related to flow separation. *J. Geoph. Res.*, vol. 69, s. 3403-3418.
- 1965a: Laboratory study of the distribution of grain sizes in cross-bedded deposits, [w:] *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. SEPM, Spec. Publ.* no. 12, s. 53-65.
- 1965b: Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. *J. Sed. Petrol.*, vol. 35, s. 777-791.
- 1966a: Some applications of theory and experiment to the study of bedding genesis. *Sedimentology*, vol. 7, s. 71-102.
- 1966b: Some principles and techniques used in reconstructing the hydraulic parameters of a paleo-flow regime. *J. Sed. Petrol.*, vol. 36, s. 5-49.
- JOPLING A. V., FORBES D. L., 1979: Flume study of silt transportation and deposition. *Geogr. Ann.*, vol. 61 A, s. 67-85.
- KALETYN T., 1979: Problemy ochrony i ekspozycji zabytków archeologicznych w krajobrazie województwa jeleniogórskiego, [w:] *Rocznik Jeleniogórski*, t. 17, s. 37-52. Tow. Przyjaciół Jeleniej Góry. Ossolineum, Wrocław.
- KELLERHALS R., NEILL C. R., BRAY D. I., 1972: *Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta*. Research Council of Alberta River Engineering and Surface Hydrology Report 71-1, s. 1-52.
- KLIMASZEWSKI M., 1978: *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur (Islandia). Present-day fluvial processes and relief of the Skeidararsandur Plain (Iceland). *Inst. Geogr. PAN, Pr. Geogr.* nr 94, s. 1-139.
- 1974: The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (south Poland). Struktura i warunki sedymentacji osadów terasowych w dolinie Wisłoki (Polska południowa). *Stud. Geomorph. Carpatho-Balkanica*, vol. 8, s. 135-151.
- 1979: Geomorfologiczne zróżnicowania koryt karpaccich dopływów Wisły. Morphodynamic channel types of the Carpathian tributaries to the Vistula. *Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys.*, vol. 12, s. 35-47.
- KŁODA P., 1979: *Charakterystyka sedymentologiczna osadów czwororzędowych okolic Sędziszawia ze szczególnym uwzględnieniem utworów holocenu*. Praca magisterska – maszynopis, s. 1-80. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- KNOX J. C., 1977: Human impacts on Wisconsin stream channels. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, vol. 67, s. 323-342.
- KOZIMOR T., 1980: *Zdjęcie geologiczne czwororzędu doliny Leska ze szczególnym uwzględnieniem współczesnych zjawisk fluwialnych*. Praca magisterska – maszynopis, s. 1-55. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- KOZŁOWSKI J. K., KOZŁOWSKI S. K. (red.), 1983: *Człowiek i środowisko w pradziejach*. PWN, Warszawa.
- LAMBOR J., 1971: *Hydrologia inżynierska*. Arkady, Warszawa.
- LANE E. W., 1938: Notes on the formation of sand. *Am. Geoph. Un. Trans.*, vol. 19, s. 505-508.
- 1957: *A study of the shape of channels formed by natural streams flowing in erodible material*. U.S. Army Corps Engrs., Missouri River Div., Sedim. Series No. 9. Omaha, Nebraska.
- LANE E. W., KALINSKE A. A., 1939: The relation of suspended to bed material in rivers. *Trans. Am. Geoph. Un.*, vol. 20, s. 637-641.
- 1941: Engineering calculations of suspended sediment. *Trans. Am. Geoph. Un.*, vol. 22, s. 603-607.
- LANE E. W., BORLAND W. M., 1951: Estimating bed-load. *Am. Geoph. Un. Trans.*, vol. 32, s. 121-123.
- LANGBEIN W. B., 1964: Geometry of river channels. *Am. Soc. Civ. Engrs. Proc.*, vol. 90, HY 2, s. 301-312.
- LANGBEIN W. B., SCHUMM S. A., 1958: Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Trans. Am. Geoph. Un.*, vol. 39, s. 1076-1084.
- 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.
- LAURSEN E. M., 1952: Observations on the nature of scour, [w:] *Proc. 5th Hydr. Conf.*, June 9-11, 1952, J. S. McNown i M. C. Boyer (red.). *State Univ. of Iowa, Studies in Engineering, Bull.* 34, s. 179-197.
- 1958: The total sediment load of streams. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 84, HY 1, pap. 1530, s. 1-30.
- LEIGHLY J. B., 1934: Turbulence and the transportation of rock debris by streams. *Geogr. Rev.*, vol. 24, s. 453-464.
- LELIAVSKY S., 1966: *An Introduction to Fluvial Hydraulics*. Dover Publ., New York.
- LEOPOLD L. B., MADDOCK T., Jr., 1953: The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 252, s. 1-57.

- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., 1957: River channel patterns: braided, meandering, and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-B, s. 39-84.
- 1970: River channel patterns, [w:] *Rivers and River Terraces*, G. H. Dury (red.), s. 197-237. Macmillan, London.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco, London.
- LINDNER C. P., 1952: Diversions from alluvial streams. *Am. Soc. Civ. Engrs. Proc.*, vol. 78, no. 112, s. 1-25.
- LUSTIG L. K., BUSCH R. D., 1967: Sediment transport in Cache Creek drainage basin in the Coast Ranges west of Sacramento, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 562-A, s. 1-36.
- MACKIN J. H., 1937: Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 48, s. 813-894.
- 1948: Concept of the graded river. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 59, s. 463-512.
- MADEYSKI M., 1983: An expression for suspended load transportation due to high discharge in small fluvial river basins. Formuła do określania ładunku zawiesiny dla małych zlewni fluwialnych uwzględniająca rolę fal wezbraniowych wody. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 16, s. 131-141.
- McGOWEN J. H., GARNER L. E., 1970: Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: Modern and ancient examples. *Sedimentology*, vol. 14, s. 77-111.
- McKEE E. D., 1939: Some types of bedding in the Colorado River delta. *J. Geol.*, vol. 47, s. 64-81.
- 1965: Experiments on ripple lamination, [w:] Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. G. V. Middleton (red.), *SEPM, Spec. Publ.* no. 12, s. 66-83.
- 1966: Significance of climbing-ripple structure. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 550-D, s. 94-103.
- McKEE E. D., CROSBY E. J., BERRYHILL H. L., 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 37, s. 829-851.
- McQUIVEY R. S., 1973: Summary of turbulence data from rivers, conveyance channels, and laboratory flumes. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 802-B, s. 1-66.
- MERRIAM D. F. (red.), 1964: Symposium on cyclic sedimentation. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169.
- MIDDLETON G. V., 1976: Hydraulic interpretation of sand size distributions. *J. Geol.*, vol. 84, s. 405-426.
- MIKLASZEWSKI S., 1912: *Gleby ziem polskich ze szczególnym uwzględnieniem Królestwa Polskiego*. Les sols de la Pologne, en particulier les sols du Royaume de Pologne. Wyd. 2, s. 1-232. Warszawa.
- MILLER J. P., 1958: *High Mountain Streams: Effects of Geology on Channel Characteristics and Bed Material*. State Bureau of Mines and Mineral Resources, New Mexico Inst. of Mining and Techn., Mem. 4, s. 1-53.
- MILNE J. A., 1983: Patterns of confinement in some stream channels of upland Britain. *Geogr. Ann.*, vol. 65-A, s. 67-83.
- Monografia Odry*, 1948: A. Grodek, M. Kielczewska-Zaleska, A. Zierhoffer (red.), s. 1-591. Instytut Zachodni, Poznań.
- MOSS J. H., KOCHER R. C., 1978: Unexpected geomorphic effects of the Hurricane Agnes storm and flood, Conestoga drainage basin, south-eastern Pennsylvania. *J. Geol.*, vol. 86, s. 1-11.
- MURGATROYD A. L., TERNAN J. L., 1983: The impact of afforestation on stream bank erosion and channel form. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 8, s. 357-369.
- MURRAY S. P., 1970: Settling velocities and vertical diffusion of particles in turbulent water. *J. Geoph. Res.*, vol. 75, s. 1647-1654.
- NADLER C. T., SCHUMM S. A., 1981: Metamorphosis of South Platte and Arkansas Rivers, eastern Colorado. *Phys. Geogr.*, vol. 2, s. 95-115.
- NEVIN C., 1946: Competency of moving water to transport debris. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 57, s. 651-674.
- NILSSON B., 1971: *Sedimenttransport i svenska vattendrag*. Ett IHD-projekt. Del. 1: Metodik. UNGI Rapport 4. Uppsala.
- NORDIN C. F., DEMPSTER G. R., Jr., 1963: Vertical distribution of velocity and suspended load, middle Rio Grande, New Mexico. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 462-B, s. 1-20.
- O'BRIEN M. P., 1933: Review of the theory of turbulent flow and its relation to sediment-transport. *Am. Geoph. Un. Trans.*, vol. 14, s. 487-491.
- 1936: Notes on the transportation of silt. *Am. Geoph. Un. Trans.*, vol. 17, s. 431-436.
- O'BRIEN M. P., RINDLAUB B. D., 1934: The transportation of bed load by streams. *Am. Geoph. Un. Trans.*, vol. 15, s. 593-603.
- OSTERKAMP W. R., HEDMAN E. R., 1982: Perennial-stream flow characteristics related to channel geometry and sediment in Missouri River Basin. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1242, s. 1-37.
- PAGE K., NANSON G., 1982: Concave bank benches and associated floodplain formation. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 7, s. 529-543.
- PARDÉ M., 1957. *Rzeki*. PWN, Warszawa.
- PATRICK D. M., SMITH L. M., WHITTEN C. B., 1982: Methods for studying accelerated fluvial change, [w:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.), s. 783-816. Wiley and Sons, Chichester.
- PILGRIM D. H., HUFF D. D., 1983: Suspended sediment in rapid subsurface stormflow on a large field plot. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 8, s. 451-463.
- PIPCZYŃSKA K., 1979: *Erozja rzek górskich w dorzeczu górnej Strzegomki na przykładzie zlewni Polskiego Potoku*. Praca magisterska – maszynopis. s. 1-61. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- POSEY C. J., 1950: Gradually varied flow, [w:] *Engineering Hydraulics*, H. Rouse (red.), s. 589-634. Wiley and Sons, New York.
- PRANDTL L., 1952: *Essentials of Fluid Dynamics*. Blackie and Son, London.
- QUIRKE T. T., 1945: Velocity and load of a stream. *J. Geol.*, vol. 53, s. 125-132.
- RAUDKIVI A. J., 1967: *Loose Boundary Hydraulics*. Pergamon Press, Oxford.
- REES A. I., 1966: Some flume experiments with a fine silt. *Sedimentology*, vol. 6, s. 209-240.
- REHBOCK Th., 1929: Bettbildung, Abfluss und Geschiebebewegung bei Wasserläufen. *Z. der Deutschen Geol. Gesch.*, Bd. 81, s. 497-534. Berlin.
- REINECK H.-E., SINGH I. B., 1980: *Depositional Sedimentary Environments*. Springer, Berlin.
- RICHARDS K., 1982: *Rivers: From and Process in Alluvial Channels*. Methuen, London, New York.
- ROUSE H., 1938: *Fluid Mechanics for Hydraulic Engineers*. McGraw-Hill Engineering Soc. Monograph, New York.
- 1939: *Laws of transportation of sediment by streams: Suspended load*. Reprint No. 21, Univ. of Iowa, Iowa City, Iowa. Reprints in Engineering, 1939, s. 1-26.

- RUST B. R., 1978: A classification of fluvial channel systems, [w:] *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (red.), Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, s. 187-198.
- SAYRE W. W., CHAMBERLAIN A. R., 1964: Exploratory laboratory study of lateral turbulent diffusion at the surface of an alluvial channel. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 484, s. 1-24.
- SAYRE W. W., HUBBELL D. W., 1965: Transport and dispersion of labeled bed material, North Loup River, Nebraska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 433-C, s. 1-48.
- SCHLICHTING H., 1936: Experimentelle Untersuchungen zum Rauheitsproblem. *Ingenieur-Archiv*, vol. 7, s. 238-263. Berlin.
- 1951: *Grenzschicht-Theorie*. Wissenschaftliche Brucherei. Karlsruhe.
- 1960: *Boundary Layer Theory*. 4 wyd. McGraw-Hill Book Co., New York.
- SCHUMM S. A., 1960a: The effect of sediment type on the shape and stratification of some modern fluvial deposits. *Am. J. Sci.*, vol. 258, s. 177-184.
- 1960b: The shape of alluvial channels in relation to sediment type *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 352-B, s. 1-30.
- 1961: Effect of sediment characteristics on erosion and deposition in ephemeral-stream channels. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 352-C, s. 31-70.
- 1963a: A tentative classification of alluvial river channels. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 477, s. 1-10.
- 1963b: The disparity between present rates of denudation and orogeny. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 454-H, s. 1-13.
- 1967: Paleohydrology: Application of modern hydrologic data to problems of the ancient past. [w:] *Int. Hydrol. Symp.*, Fort Collins, Proc. vol. 1, s. 185-193.
- 1968a: Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, s. 1573-1588.
- 1968b: River adjustment to altered hydrologic regimes – Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 598, s. 1-62.
- 1969: River metamorphosis. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydr. Div.*, vol. 95, HY 1, s. 255-273.
- 1971: Fluvial geomorphology in river mechanics, [w:] *Water Resources Publ.*, H. W. Shen (red.), Fort Collins, Colorado, s. 365-417.
- 1973: Geomorphic thresholds and complex response
- 1976: Episodic erosion: A modification of the geomorph. *4-th Ann. Geomorph. Symp.*, M. Morisawa (red.), s. 299-310. Publ. in Geomorphology. SUNY-Binghamton. N.Y.
- 1976: Episodic erosion: A modification of the geomorphic cycle, [w:] *Theories of Landform Development*, R. Flemal i W. Melhorn (red.), s. 69-85. Publ. in Geomorphology, SUNY-Binghamton.
- 1977: *The Fluvial System*. Wiley and Sons. New York.
- 1979: Geomorphic thresholds: The concept and its applications. *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, New Series, vol. 4, s. 485-515.
- 1981: Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM Spec. Publ.* no. 31, s. 19-29.
- SCHUMM S. A., BEATHARD R. M., 1976: Geomorphic thresholds: An approach to river management. *3-rd Ann. Symp. of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering*, vol. 1, s. 707-724. ASCE, New York.
- SCHUMM S. A., HADLEY R. F., 1957: Arroyos and the semiarid cycle of erosion. *Am. J. Sci.*, vol. 255, s. 161-174.
- SCHUMM S. A., LICHTY R. W., 1963: Channel widening and floodplain construction along Cimarron River in southwestern Kansas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 352-D, s. 71-88.
- SCHUMM S. A., KHAN H. R., 1972: Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 85, s. 1755-1770.
- SCHUMM S. A., KHAN H. R., WINKLEY B. R., ROBINS L. G., 1972: Variability of river patterns. *Nature, Phys. Sci.*, vol. 237, s. 75-76.
- SCOTT K. M., GRAVLEE G. C., Jr., 1968: Flood surge on the Rubicon River, California – hydrology, hydraulics, and boulder transport. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 422-M, s. 1-38.
- SELLIN R. H. J., 1964: A laboratory investigation into the interaction between the flow in the channel of a river and that over the floodplain. *Houille Blanche*, vol. 7, s. 793-801.
- 1969: *Flow in Channels*. The Macmillan Press, London.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., J. Hydrol. Div.*, vol. 87, HY 3, s. 87-105.
- 1962: Resistance to flow in alluvial channels. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 127, no. 3360, s. 927-954.
- 1966: Resistance to flow in alluvial channels. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 422-J, s. 1-61.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., HAUSHILD W. L., 1963: Some effects of fine sediment on flow phenomena. *U.S. Geol. Surv. Water-Supply Pap.* 1498-G, s. 1-47.
- SKORUPKA S., AUDERSKA H., ŁEMPICKA Z. (red.), 1969: *Maly słownik języka polskiego*. PWN, Warszawa.
- SMITH D. G., 1974: Aggradation of the Alexandra-North Saskatchewan River, Banff Park, Alberta, [w:] *Fluvial geomorphology. Proc. 4-th Ann. Geomorph. Symp.*, M. Morisawa (red.), Publ. in Geomorphology, s. 201-219. SUNY-Binghamton. N.Y.
- 1976: Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, s. 857-860.
- SMITH D. G., SMITH N. D., 1980: Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valleys near Banff Alberta. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 50, s. 157-164.
- SMITH H. T. U., 1940: Notes on historic changes in stream courses of western Kansas, with a plea for additional data. *Kansas Acad. Sci. Trans.*, vol. 43, s. 299-300.
- SPOZ J., 1978: Przebieg wezbrania w sierpniu 1977 r. 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.
- STARKEL L., 1977a: *Paleogeografia holocenu*. PWN, Warszawa.
- 1977b: Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys. *Chronologia fluvialna ostatniego glaciału i holocenu w dolinach karpackich. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, vol. 11, s. 33-51.
- 1982: The need for parallel studies on denudation chronology and present-day processes. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 7, s. 301-302.
- STEVENS M. A., SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1974: Nonequilibrium river form. *Proc. Am. Soc. Civ. Engrs., J. Hydrol. Div.*, vol. 101, s. 557-566.
- STRAUB L. G., 1935: *Missouri River*. U.S. 73-rd Congr., 2-nd Session, House Doc. No. 238, App. 6, s. 1032-1235.
- 1942: Mechanics of rivers, [w:] *Physics of the Earth*.

- vol. 9, Hydrology, O. E. Meinzer (red.), s. 614-636. Dover Publications, New York.
- 1955: *Effect of water temperature on suspended sediment transport in an alluvial river*. Inter. Assoc. Hydr. Research, 6th Gen. Mtg., Proc. Paper D-25, p. 1-5.
- STRAUB L. G., ANDERSON A. G., FLAMMER G. H., 1958: *Experiments on the influence of temperature on the sediment load*. U.S. Army Corps of Engrs., Missouri River Div., Sedim. Series No. 10, s. 1-36.
- SUNDBORG A., 1956: The River Klaralven: A study of fluvial processes. *Geogr. An.*, vol. 38, s. 125-316.
- 1967: Some aspects on fluvial sediments and fluvial morphology, I. General views and graphic methods. *Geogr. Ann.*, vol. 49-A, s. 333-343.
- SZCZEPANKIEWICZ S., 1954a: Morfologia Sudetów Wałbrzyskich. *Pr. Wrocl. Tow. Nauk.*, Ser. B, nr 65, s. 1-152. PWN, Wrocław.
- 1954b: Rozwój doliny górnego Bobru u krawędzi łądłodu w Sudetach. *Czas. Geogr.*, t. 23-24 (za lata 1952/53), s. 122-137.
- SZYMAŃSKI J., 1983: *Nauki pomocnicze historii*. PWN, Warszawa.
- TEISSEYRE A. K., 1963: *Budowa geologiczna okolic Lubomina ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk sedymentologicznych*. Praca magisterska – maszynopis. s. 1-60. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego. Wrocław.
- 1977a: Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe). Recent fluvial processes in drainage basins of the upper Bóbr and Strzegomka Rivers in the Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 2, s. 93-109.
- 1977b: Meander degeneration in bed-load proximal streams: Repeated chute cut-off due to bar-head gravel accretion – a hypothesis. Degeneracja meandrów rzek górskich w wyniku przerostu żwirów górnych części łach meandrowych. *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 1, s. 103-120.
- 1978a: Physiography of bed-load meandering streams: Imbricated gravels in fine-grained overbank deposits. Fizjografia żwironośnych rzek meandrujących: zimbrykowane żwiry w drobnociarnistych 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 żwironośnych rzek meandrujących 2: depozycja piasku w korytach i rozrzut kierunków zapadu laminacji skośnej. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 2, s. 7-20.
- 1980: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms. Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowice. Część I: Erozja i formy erozyjne. *Geol. Sudetica*, vol. 15, nr 1, s. 67-121.
- 1981: *Czwartorzęd, [w:] Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Lubawka*. J. Don (red.), s. 55-63. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1984a: *Czwartorzęd, [w:] Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Wałbrzych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1984b: Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967-1982). The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology. *Geol. Sudetica*, vol. 19, nr 1, s. 7-71.
- TEISSEYRE H., 1952: Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha. Geological structure of the northern region of Wałbrzych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, nr 62, s. 1-58.
- TOEBES G. H., SOOKY A. A., 1965: *The hydraulics of meandering rivers with flood plains*. School of Civil Engrs., Purdue Univ., Hydromechanics Lab., Techn. Rept. No. 10, s. 1-79.
- 1967: *Hydraulics of meandering streams with flood plains*. J. Waterways, Harb. Div., Am. Soc. Civil Engrs., W.W. 2, s. 213-236.
- TRIMBLE S. W., LUND S. W., 1982: Soil conservation and the reduction of erosion and sedimentation in the Coon Creek Basin, Wisconsin. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1234, s. 1-35.
- TURNER R. M., 1974: Quantitative and historical evidence of vegetation changes along the upper Fila River, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 655-H, s. 1-20.
- VANONI V. A., 1946: Transportation of suspended sediment by water. *Trans. Am. Soc. Civ. Engrs.*, vol. 111, s. 67-133.
- VANONI V. A., BROOKS N. H., 1957: *Laboratory studies of the roughness and suspended load of alluvial streams*. Calif. Inst. Techn., Sed. Lab. Rept. E-68, s. 1-121.
- WALCZAK W., 1968: *Dolny Śląsk. Część I – Sudety*. PWN, Warszawa.
- WALLING D. E., 1977a: Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Wat. Resour. Res.*, vol. 13, s. 531-538.
- 1977b: Limitations of the rating curve technique for estimating sediment loads, with particular reference to British rivers, [w:] *Erosion and solid matter transport in inland waters*, Symposium I. A. H. S., Publ. No. 122, s. 34-48.
- 1978: Reliability considerations in the evaluation and analysis of river loads. *Z. geomorph. N.F.*, Suppl. Bd. 29, s. 29-42.
- WALLING D. E., WEBB B. W., 1983: Patterns of sediment yield. [w:] *Background to Palaeohydrology*, K. J. Gregory (red.), s. 69-100. Wiley and Sons, Chichester.
- WEBSTER'S New World Dictionary of the American Language*, 1966: College edition. The World Publishing Co., Cleveland, New York.
- WHITEHOUSE F. W., 1944: The natural drainage of some wery flat monsoonal lands. *Austr. Geogr.*, vol. 4, s. 183-196.
- WILLIAMSON J., 1951: The laws of flow in rough pipes. *Houille Blanche*, vol. 6, s. 738.
- WIŚNIEWSKI B., 1972: Ilość rumowiska unoszonego i wlezonego w rzekach polskich. Amount of rubble carried and dragged in Polish rivers. *Gosp. Wod.*, nr 10/11, s. 381-386.
- WITT A., 1979: Present-day mechanism of flood plain lateral accretion in the middle course of the Warta River. *Quaest. Geogr.*, vol. 5, s. 153-167.
- 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.
- WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1960: Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *J. Geol.*, vol. 68, s. 54-74.
- YALIN S., 1972: *Mechanics of Sediment Transport*. Pergamon Press, Oxford.
- ZIMMERMANN E., 1938: *Erläuterungen z. Geol. Karte... Blatt Ruhbank*. Preuss. Geol. L.-A., Lief. 246, s. 1-67.

RECENT OVERBANK DEPOSITS OF THE SUDETIC VALLEYS, SW POLAND. PART I: GENERAL ENVIRONMENTAL CHARACTERISTICS (WITH EXAMPLES FROM THE UPPER RIVER BÓBR DRAINAGE BASIN)

Andrzej Karol TEISSEYRE

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

Summary

ABSTRACT: Within the limits of plough-land the Sudetic valleys are floored almost everywhere by a cover of cohesive fine-grained overbank deposits. The deposits, till now rather poorly understood, are of particular interest to geology, geomorphology, agriculture, archaeology, and hydrology. Very likely these are anthropogenic deposits in origin and stratigraphically belong to the historic period (Late Sub-Atlantic). Preliminary investigations seem to suggest that the overbank deposits have developed as the result of settlement in the mountains (not before the mid 13-th century) and a man-made change in land use from a natural forested landscape to the cultural one, which up to ca. 600 m a.s.l. is mostly deforested.

Included in the paper is a new classification of the Sudetic rivers. These are subdivided into a single-channel system (straight, sinuous, meandering, and braided rivers) and a multi-channel system (anastomosing rivers and alluvial-fan distributaries). Braided reaches occur in the Sudetic valleys only locally (particularly above the lower artificial forest limit), while alluvial-fan distributaries are active periodically (during and after catastrophic floods). Attributable to these rivers are gravelly or sandy alluvial plains. Straight, sinuous, meandering, and anastomosing rivers occur most frequently in deforested valleys. These are connected with mud-supported

alluvial plains. In the fluvial environment of the Sudetic rivers two main subenvironments can be distinguished: a subenvironment of the channel zone and a subenvironment of the extra-channel zone. The latter comprises two groups of mesoenvironments: a group of mesoenvironments of the natural levee and a group of mesoenvironments of the backland. Included in each of these groups are five mesoenvironments and an indefinite number of microenvironments. Corresponding to this environmental classification is an analogous subdivision of facies of the extra-channel deposits.

Summarized in the paper are also essentials concerning hydrodynamics of the extra-channel zone. Particular attention has been paid to physical backgrounds to transportation of suspended load. It has been demonstrated that the overbank deposits including fine muds cannot be attributed exclusively to processes of vertical accretion. Although vertical accretion may be the dominant process of deposition, there are numerous examples of other types of accretion within the extra-channel zone including frontal, lateral, backward, and compound accretion. Certainly much work is needed to improve our knowledge about fluvial processes in the extra-channel zone.

INTRODUCTION

The Sudetes are mountains of moderate relief situated in the south-western Poland. Perhaps the most striking feature of the Sudetic landscape is the coexistence of two zones i.e., the lower zone of plough-lands and the upper zone of mixed- and coniferous forests. In the historic period (broadly speaking the last millenium) the limit between these zones has established at the altitude of ca. 500-600 m a.s.l. This artificial lower forest limit appears to be a very important environmental border line in the present cultural landscape of the Sudetes. Field investigations carried out in the Central Sudetes have demonstrated that the lower forest limit is at the same time a line dividing two distinct fluvial systems and two types of alluvial plains (A. K. Teisseyre 1977a, 1980, 1981, 1984). Below the lower forest limit the flat-floored valleys are almost everywhere covered with cohesive overbank deposits some 0.5-3 m thick (Fig. 1, pl. I, II). Connected with these mud-supported alluvial plains are meandering, sinuous, straight, and anastomosing rivers. Above the lower forest limit the flat-floored valleys are gravelly or sandy. These gravel-supported alluvial plains are associated with braided, straight or sinuous rivers. Here, fine overbank deposits are thin and discontinuous or even absent.

This series of papers summarizes the results of field investigations carried out by the author in the Central Sudetes since 1967 (Fig. 2). The results of previous geologic and geomorphologic investigations on the Quaternary deposits in the region in question may be listed as follows

(cf. H. Teisseyre 1952; Szczepankiewicz 1954a, b; Jahn 1960; Jahn and Szczepankiewicz 1967; Walczak 1968; A. K. Teisseyre 1963, 1977a, 1978a, 1980, 1981, in press; Bortnik 1978; Pipczyńska 1979; Kłoda 1979; Kozimor 1980; Jahn 1980).

1. Overbank deposits occur as a rule at the top of the Holocene valley-fill sequence (Fig. 1, Pl. I, II). During heavy floods of 1897, 1958, and 1977 the deposits were almost everywhere submerged.

2. On higher terraces the overbank deposits are lacking. Here, they may be substituted by weathering loams, deluvial loams or loess-like deposits (most probably eolian in origin).

3. At valley margins the overbank deposits interfinger with colluvial deposits and within the valleys with channel deposits of meandering gravel-bed rivers.

4. The overbank deposits contain tree trunks (*Salix*, *Alnus*, *Quercus*, *Picea*, *Abies*, *Tillia*, *Fraxinus*) and in places interfinger with Holocene peat (T. Kuszell, personal communication).

5. The overbank deposits reveal layers rich in charcoal, red pottery fragments (lower horizons dated from the Medieval Ages) or layers containing glass, china, coal, coke, slag (upper horizons dated from the 18th century till present).

6. In numerous valleys the Holocene deposits occur as secondary alluvial-fills set in dissected Pleistocene alluvial fills.

7. In Polish the cohesive overbank deposits are known as "mada" (= mud, cf. Miklaszewski 1912).

FLUVIAL SYSTEM OF THE SUDETIC VALLEYS

The majority of the Sudetic valleys are flat-floored. In the Central Sudetes, the Quaternary valley-fill deposits range in thickness from 2 to 60 m. The Quaternary succession comprises from bottom to top: pre-glacial gravels (age unknown), glacial deposits (Riss) or periglacial rubble, Pleistocene gravels, and Holocene deposits including gravels with tree trunks covered by cohesive overbank deposits (Pl. III). The Quaternary deposits are underlain by flat rock floor, sometimes dissected by fossil rock channels. It should be stressed that the flat rock floors have been also found in some V-shaped valleys. In general, the Sudetic valleys reveal features indicative of a period of intense valley formation under a periglacial climate (*cf.* Jahn 1970, 1980; Czudek 1980, 1982; Büdel 1982).

According to Schumm (1960a, b, 1961, 1963a, b, 1967, 1968a, b, 1969, 1971, 1977) the Sudetic rivers are divided here into a single- and a multi-channel river system. The former includes single-path rivers such as straight, sinuous ($1.25 < P < 1.50$) and meandering rivers ($1.50 < P < 3.50$) and multi-path rivers i.e., braided ones. The multi-channel system involves anastomosing rivers and alluvial-fan distributaries. Sinuous, meandering, and anastomosing rivers have single narrow channels of suspended-load or mixed-load type. These are characterized by low values of the channel shape factor $CSF = w/d_{max}$. Braided rivers and alluvial-fan distributaries have wide shallow channels of bed-load or mixed-load type and are characterized by large values of the CSF . Sinuous, meandering, and anastomosing rivers occur almost exclusively on deforested mud-supported alluvial plains in flat-floored valleys and intramontane basins. Braided rivers may be encountered occasionally, motly above the lower forest limit, on gravel-supported forested alluvial plains. Alluvial-fan distributaries are active periodically or are episodic features attributable to heavy floods (A. K. Teisseyre 1980). There seem to be some connections between the river type and the state of equilibrium of valleys (Table 1 in the Polish text).

In the Sudetes the fluvial environment is limited essentially to alluvial plains (valley floor, valley bottom, valley flat). An alluvial plain may have somewhat smaller extent compared

with a valley floor, because its marginal parts may be underlain by colluvial deposits. An environmental division of the Sudetic valleys suggested by the author is illustrated in Figure 3 and Table 2. The zone of active channel and its subdivision will be not treated here, however.

The extra-channel zone is divided into two parts: the natural levee *sensu lato* and the backland (Pl. IV). These are two main groups of mesoenvironments of the subenvironment of the extra-channel zone (Table 2). Included in the first group of mesoenvironments are natural levees *sensu stricto*, crevasses (Pl. V, VI), crevasse channels (channel-like extensions of crevasses) and outlets of abandoned channels (Pl. VIII, 1). The group of mesoenvironments of backland can be divided in five mesoenvironments and mesoforms (Table 2). In the backland it is important to make a clear-cut distinction between flood plains and flood basins. During flood the former (Pl. VII) are environments of flowing water. After flood a flood plain soon emerges being subjected to desiccation and the activity of wind, ice, rain, snow, animals, and man. On the other hand, flood basins remain shallow bodies of standing water for days or weeks after the cessation of flood events. Swamps are not included in the classification, because they are environments from hydrologic or biologic rather than geomorphologic point of view.

The term "alluvial ridge" is a complex geomorphic notion as it comprises both the zone of natural levee and the zone of active channel (Fig. 3).

Within the mesoenvironments identified in Table 2 one can distinguish an indefinite number of microenvironments. These are the smallest environmentally homogeneous areas. Attributable to the microenvironments are microforms (which may be erosional or depositional) and their own deposits – the microfacies.

Corresponding to the suggested environmental division is an analogous classification of alluvial facies (Table 3). Microforms and microfacies, whose number may be very large, are not considered in these tables. Microforms and microfacies, which are of particular interest to fluvial sedimentologists and fluvial geomorphologists, will be dealt with in forthcoming papers.

SUMMARY ON HYDRAULICS OF THE EXTRA-CHANNEL ZONE

Data taken from the literature and the results of field investigations carried out by the author may be summarized as follows. (Hydraulic theories well known to English-speaking scientists will be omitted in the summary).

1. The extra-channel flood flows are extremely variable. The flow is always unsteady non-uniform and cannot be analysed in terms of continuity equation for steady uniform flow, as is sometimes suggested.

2. In the extra-channel zone the flow may be either gradually varied or rapidly varied.

3. Two hydraulic phenomena attributable to rapidly varied flow are of particular importance: separation of flow and jet flow. Similarly as elsewhere, the jet flow may be plane subhorizontal, submerging or emerging (Fig. 4, 5). It has been observed in the field that the plane subhorizontal jet leads to the formation of microdelta-type embankments. These are characterized by flat subhorizontal top surfaces and develop in local depressions of the extra-channel zone.

The submerged jet flow is responsible particularly for bed scouring (A. K. Teisseyre, 1984). Connected with the emerging jet flow are depositional forms known as chute bars (McGowen and Garner 1970; Bluck 1979). Stoss sides of the chute bars dip upcurrent at angles of up to ca. 20°. In the extra-channel zone, the chute bars originate on flat surfaces (e.g., flood plain) or on convex-up surfaces (e.g., natural levee).

4. Depositional surfaces in the extra-channel zone may be hydrodynamically smooth or rough. The flood-discharge channel (i.e., the submerged valley floor) differs strongly from the channel of its own river. The channel-shape factor CSF for a flood-discharge channel may reach very large values (over 1,000) irrespective of the low values ($CSF < 10$) typical for the meandering river channels. The flood-discharge channel is rather stable, because during flood its grassy bed is not living and thus cannot adjust to the flow. Irrespective of the high CSF values the flood-discharge channel is in

fact a suspended-load channel. If flood events are frequent enough the flood-discharge channel may slowly adjust to the flow via deposition but not through modelling of the alluvial deposits of the valley floor.

5. Flood flows are turbulent ($10^4 < Re < 10^6$). In flood basins, however, the flow may be temporarily quasi-laminar.

6. Flow regime of the extra-channel flows may be characterized by the range of Froude numbers $0.22 < Fr < 2.0$. Supercritical or nearly critical flows (Fr 0.9-2.0) may be found on natural levees, in some crevasses and within some crevasse channels. Large Froude numbers are characteristic only for certain phases of a flood (Fig. 6, 7; Pl. VI, 2). On flood plains, the flood flows are as a rule subcritical (Fig. 8; Pl. VI, VII, and IX, 1). Hydraulic jumps are rather uncommon in the extra-channel zone.

7. The extra-channel deposits may represent either lower regime of roughness (surfaces covered with ripples or dunes) or upper regime of roughness (flat bed). Under conditions of low depths typical of many extra-channel flows the character of roughness may change from lower to upper regime at Froude numbers much less than unity (Fr 0.6-0.9). The regime of roughness has major influence on resistance coefficients (Chow 1959; Simons and Richardson 1961, 1962, 1966; Guy *et al.*, 1966; Jopling 1966b; Barnes 1967).

8. Velocities of the extra-channel flows vary considerably as regards value and direction (Fig. 9, 11). It should be stressed that in some crevasses and within some crevasse channels flow velocities may be greater than in the channel itself. During flood part of the flood waters come back to the river channel through so-called return crevasses (A. K. Teisseyre 1980; Fig. 6, 9, 10, Pl. IX). Thus during flood there is a constant exchange of momentum, water, and sediment between the channel and the extra-channel zone. In general, waters emerging from the channel during flood through outflow crevasses are characterized by strong turbulence and high suspended sediment concentration. At the same time, waters coming back to the channel through return crevasses are less turbulent and carry much less suspended sediment. Thus the zone of active channel is feeding its own extra-channel zone with water and sediment. It also means that during flood the zone of active channel is a zone of erosion (except of local reaches where channel plugging takes place). During flood the flow within the river channel has a character of density current (observed mean values of specific weight up to 1070 kG/m^3). It has been found in the field that such density currents are in operation within reservoirs. Here, they are continued as density gradient currents following submerged alluvial channels bordered by submerged levees. The bottom density currents are competent to transport gravels ranging in size from cobbles to pebbles. Locally these may be deposited in the form of submerged point bars or lateral bars.

10. Backwater effects observed within the Sudetic valleys depend on valley morphology and flood stage. During heavy floods backwater effects are attributable mostly to choking effects of gorges. These may affect long valley segments giving rise to the formation of long "lakes". For example, during the 1897 flood a lake in the River Bóbr valley extended from Jelenia Góra to Marciszów, a distance over 30 km. During low floods secondary local backwater effects are occasioned by changes in valley slope, irregularities in channel planform, trees and bushes in the extra-channel zone, road embankments and so on. In the Sudetic valleys two types of aggradation have been found (*cf.* Mackin 1948; Smith 1974; Church and Gilbert 1975 and others). In general,

aggradation may be upstream controlled or downstream controlled. An upstream controlled aggradation is connected with rivers dominated by supercritical flow. It leads to the development within some valleys and on certain alluvial fans of depositional wedges composed of coarse sediments. These depositional forms wedge out downvalley and cause a progressive increase in slope in the upvalley direction. A downstream controlled aggradation is in operation in valleys occupied by rivers dominated by subcritical flow. Depositional forms resulted from this type of aggradation thin characteristically upvalley and cause a progressive diminution in slope in the downvalley direction.

11. The discharge of suspended sediment in the Sudetic rivers is very poorly known and is not measured at any gaging station in the Central Sudetes. Preliminary results of the author's own investigations seem to suggest that suspended-sediment discharge rating curves are strongly controlled by the seasons of the year. In general, winter floods and freshets are characterized by substantially lower concentrations of suspended sediment than similar events in the warm half of the year. In winter, not only is the suspended-load concentration lower, but also is its grain size much coarser. The extra-channel deposits of winter floods are as a rule sandy or gravelly. Similar deposits of the warm half of the year are rich in mud and fine sand. Also the results of the investigations appear to indicate that suspended-sediment concentration diminishes slowly in the downvalley direction. The deposition of suspended sediment within the extra-channel zone is strongly controlled by the type, extent, and character of the backwater curve generated by a particular flood.

12. Metamorphosis of rivers and alluvial plains on a larger scale is unknown from the Sudetes. Generally, the fluvial processes proceed rather slowly and are more or less effectively affected by man. Nevertheless, evident manifestations of river metamorphosis are known from some alluvial fans, whose slope is close to upper threshold slope. For example, on the Miszkowice Fan during the August 1977 flood the channel pattern has changed in two days from meandering to braided and the alluvial plain has been transformed from mud-supported to gravel-supported one (A. K. Teisseyre 1980; Fig. 12). It has been also found that in places where flood discharge was subjected to natural or artificial diversion there was a strong tendency to plugging of the pre-flood channels and the formation of new ones (Fig. 13).

13. In the Sudetes one can find evident manifestations of river adjustment to an artificial man-controlled environment. After settlement and deforestation, the load of the Sudetic rivers has changed substantially and their alluvial plains have been modified from gravel-supported to mud-supported. Since the 13-th century the majority of the Sudetic rivers have attained a meandering channel pattern. In general, within deforested valleys slow aggradation prevailed. However, since the end of the 19-th century degradation is a common phenomenon (Pl. III, 2). In most cases it is the result of wrong regulation of rivers (the most striking example: diminution in channel sinuosity without protection of alluvial river beds; Fig. 15, Pl. X). River management was initiated in the Sudetes by the Cistercian monks (in mid 13-th century). Cistercians were familiar with the following hydro-technic works: river regulation, diversion of flow, construction of weirs and dikes, shifting of channels within valleys, building of ponds, and even displacement of rivers from one valley to another. Shifting of river channels has resulted in some valleys in essential modifications to the fluvial

environment. Attributable to such hydrotechnic workings are changes in arrangement of mesoenvironments and generation of certain semi-artificial landforms as half alluvial-ridges, for example (Fig. 14).

To summarize, it may be emphasized that the activity of man during the last 700 years has resulted in essential modifications in the character of the fluvial environment. Gravel-supported alluvial plains and natural channel patterns

(straight, low sinuosity shallow channels, and braided channels) are still in existence above the lower artificial forest limit (Pl. IX, 2, XII, 1). In deforested valleys, below the lower forest limit, the alluvial plains have changed from gravel-supported to mud-supported and meandering or anastomosing channel patterns have established (Pl. XI, 1, XII, 2, I-IV). At present the gravel-bed Sudetic rivers are meandering in the range of slope $0.001 < S < 0.09$.

MECHANISMS OF DEPOSITION OF THE OVERBANK DEPOSITS

Similarly as in the zone of active channel, within the extra-channel zone one can distinguish five types of accretion: 1. Vertical accretion – Figure 16 A, B, 17; 2. Frontal accretion – Figure 16 C, 18; 3. Lateral accretion – Figure 16 D, E, 19, 4; 4. Backward accretion – Figure 16 F-H, 20, and 5. Compound accretion – Figure 16 I, J. It should

be stressed that vertical accretion and lateral accretion can be by no means regarded as exclusive for the extra-channel zone and the zone of active channel, respectively. On the contrary, the two types of accretion do occur in both the fluvial subenvironments, with different frequency, however.

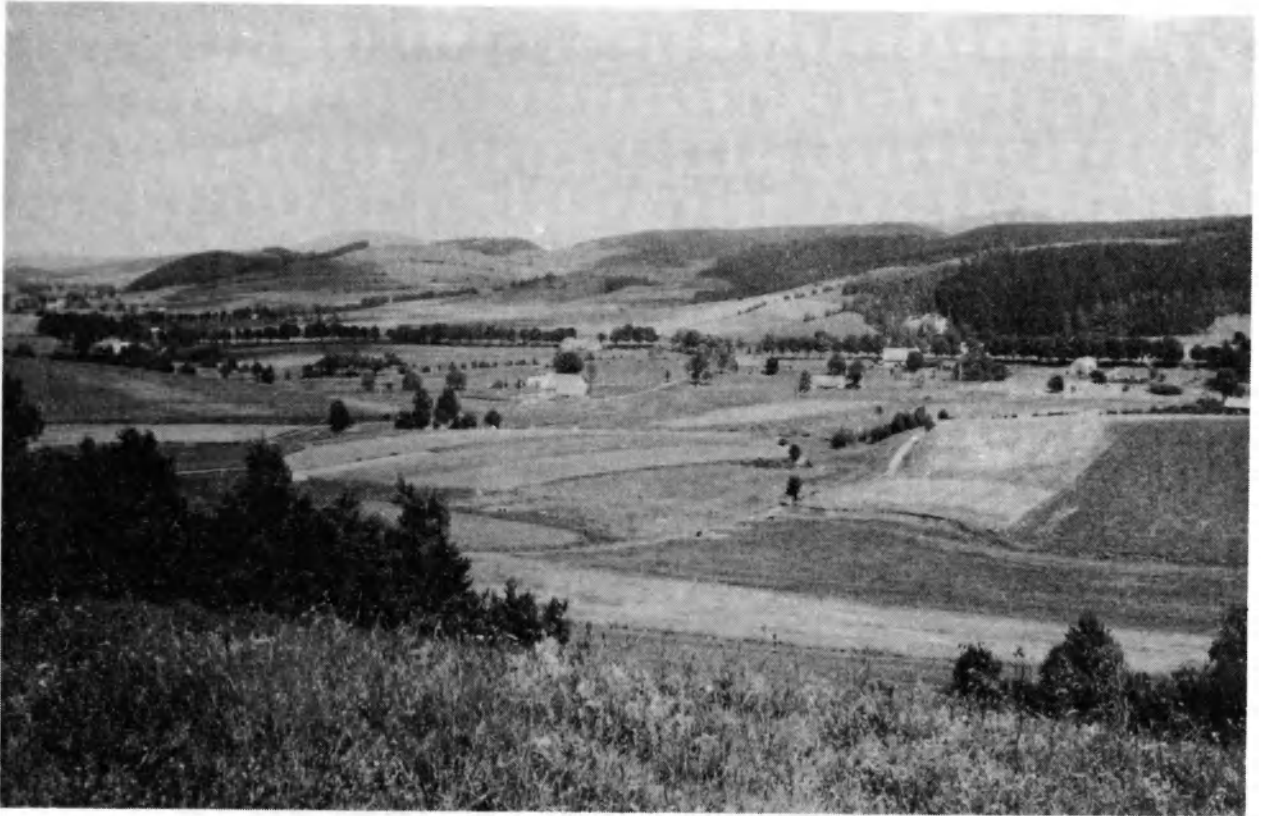
Translated by A. K. Teisseyre

PLANSZA I – PLATE I

Doliny płaskodenne Sudetów Środkowych

Flat-floored valleys of the Central Sudetes

1. Dolina Grzędzkiego Potoku (dopływ Leska) widziana ze szczytu Garbacza (595 m n.p.m.).
Strome stoki i wododziały są zalesione, na innych stokach – pola uprawne i pastwiska. Widok ku północnemu wschodowi. Lipiec 1982 r.
Valley of the Grzędzki Potok brook (tributary of the River Lesk) seen from the summit of Garbacz hill (595 m a.s.l.). Steep slopes and watersheds are forested, other slopes are subjected to farming. View is towards north-east. July 1982
2. Dolina górnego Bobru powyżej Bukówki. Widoczne jest naturalne koryto rzeki otoczone niskimi naturalnymi wałami brzegowymi oraz nowo powstały meander (wierzby na łasze meandrowej).
Widok ku północnemu wschodowi. Na horyzoncie Zdzierna (724 m n.p.m.). Kwiecień 1980 r.
Valley of the upper River Bóbr above Bukówka. Note natural channel of the river bordered by low levees and a newly formed meander (willows on point bar). View is towards north-east. Zdzierna Mt. at the skyline (724 m a.s.l.). April 1980



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA II – PLATE II

Mady dolin sudeckich

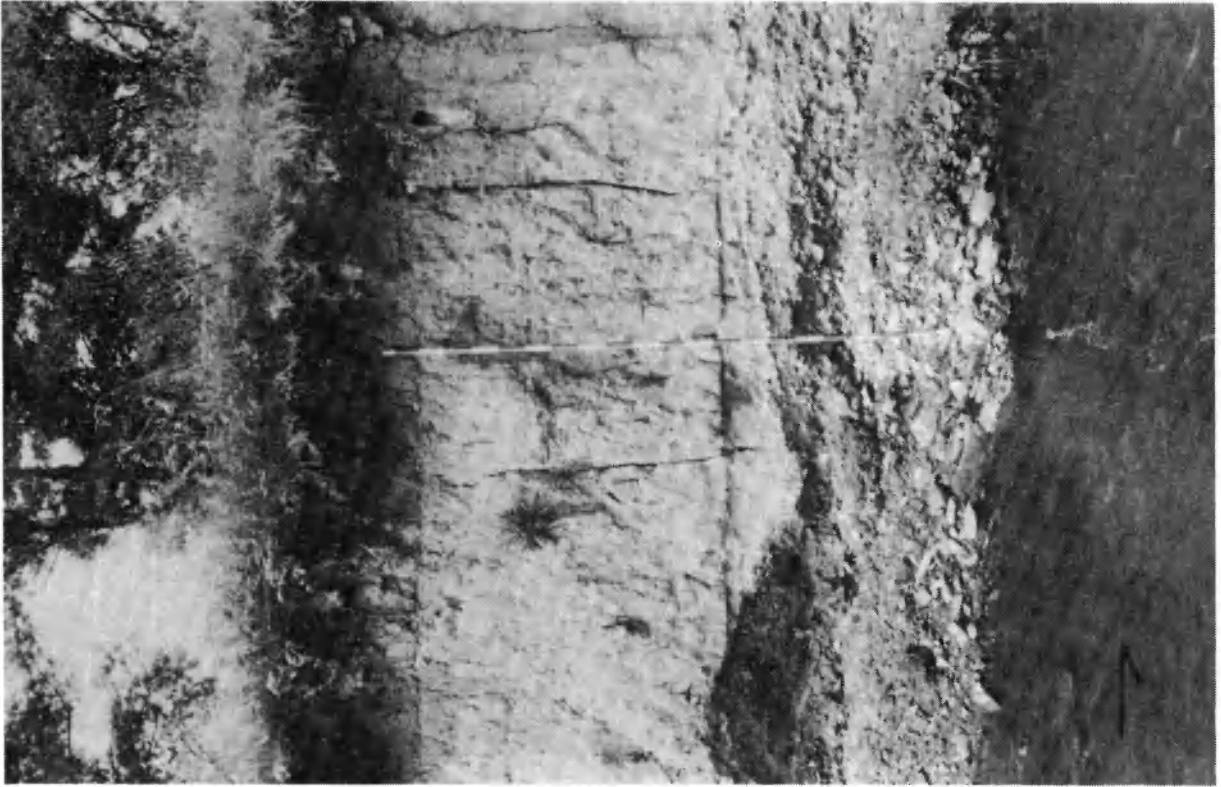
Overbank deposits of the Sudetic valleys

1. Rzeka Złotna, stożek Miskowic, punkt 7 (lokalizacja na fig. 2). Od dołu: żwiry (osad łach korytowych), przewarstwienia piasków i mad lekkich (osady naturalnego wału brzegowego), mady średnie z przewarstwieniami piasku (osad równi zalewowej), pokrywa żwirowa (głif krewasowy, osad powodzi z lipca 1897 r.), mady piaszczyste (osad równi zalewowej). Na tyczce skala co 10 cm. Lipiec 1982 r.

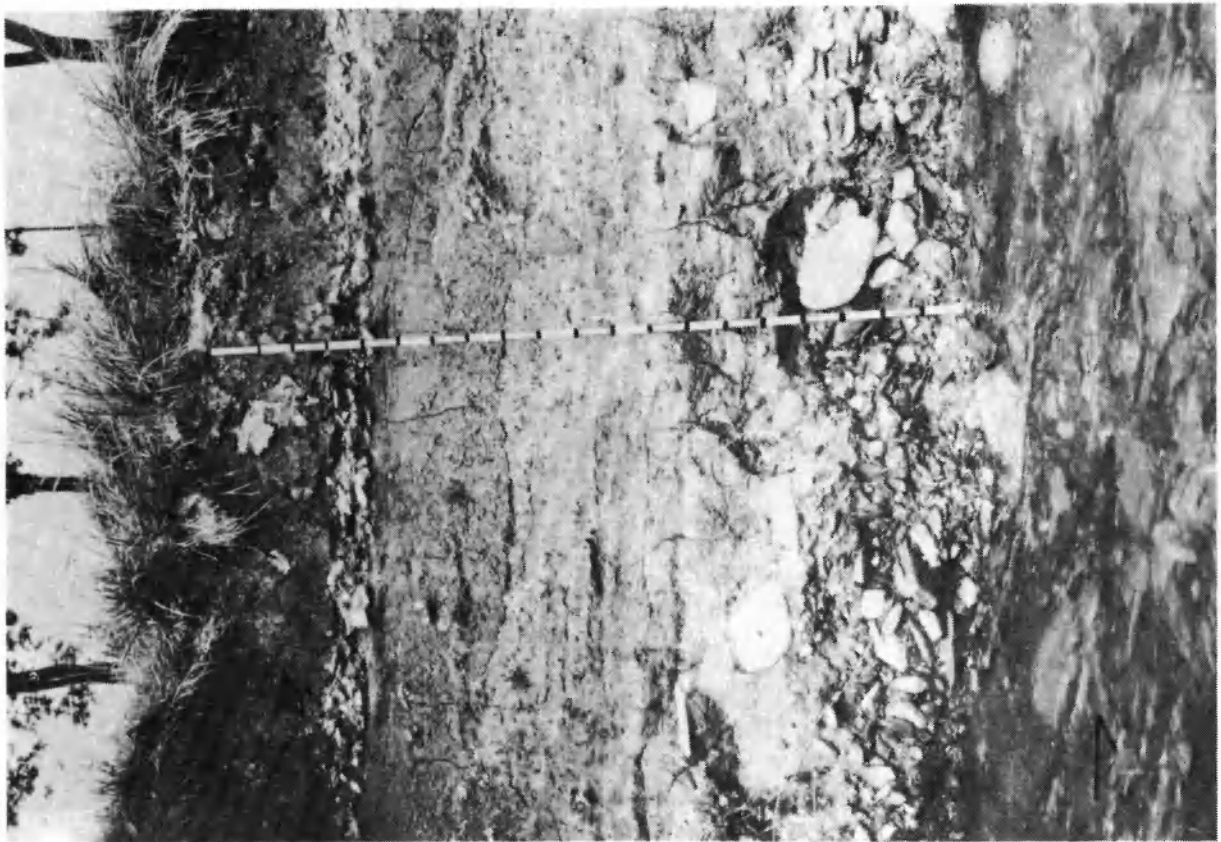
River Złotna, Miskowice Fan, site 7 (for location see fig. 2). Lithology from bottom: gravels (deposits of channel bars), sands sandwiched with muds (deposits of natural levee), clayey muds with laminae of sand (deposits of flood plain), gravel sheet (crevasse-splay, deposit of the July 1897 flood), sandy muds (deposits of flood plain). 10-cm scale on levelling rod. July 1982

2. Rzeka Lesk, Czarny Bór, punkt 6 (lokalizacja na fig. 2). Od dołu: żwiry (osady łach meandrowych z odsypami przelewowymi), wyżej mady (dołem średnie, górą lekkie). Widoczne są przewarstwienia piasku i żwiru (osady głifów krewasowych). Warstwa żwiru w pobliżu górnego końca tyczki – prawdopodobnie osad powodzi z lipca 1897 r. Lipiec 1979 r.

River Lesk, Czarny Bór, site 6 (location in fig. 2). From bottom to top: gravels (deposits of point bars with chute bars), muds (clayey at the bottom, sandy at the top). Note thin layers of sand and gravel (crevasse-splay deposits). The layer of gravel seen near the top of the rod was deposited during the July 1897 flood (?). July 1979.



2



1

Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część I: Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru)

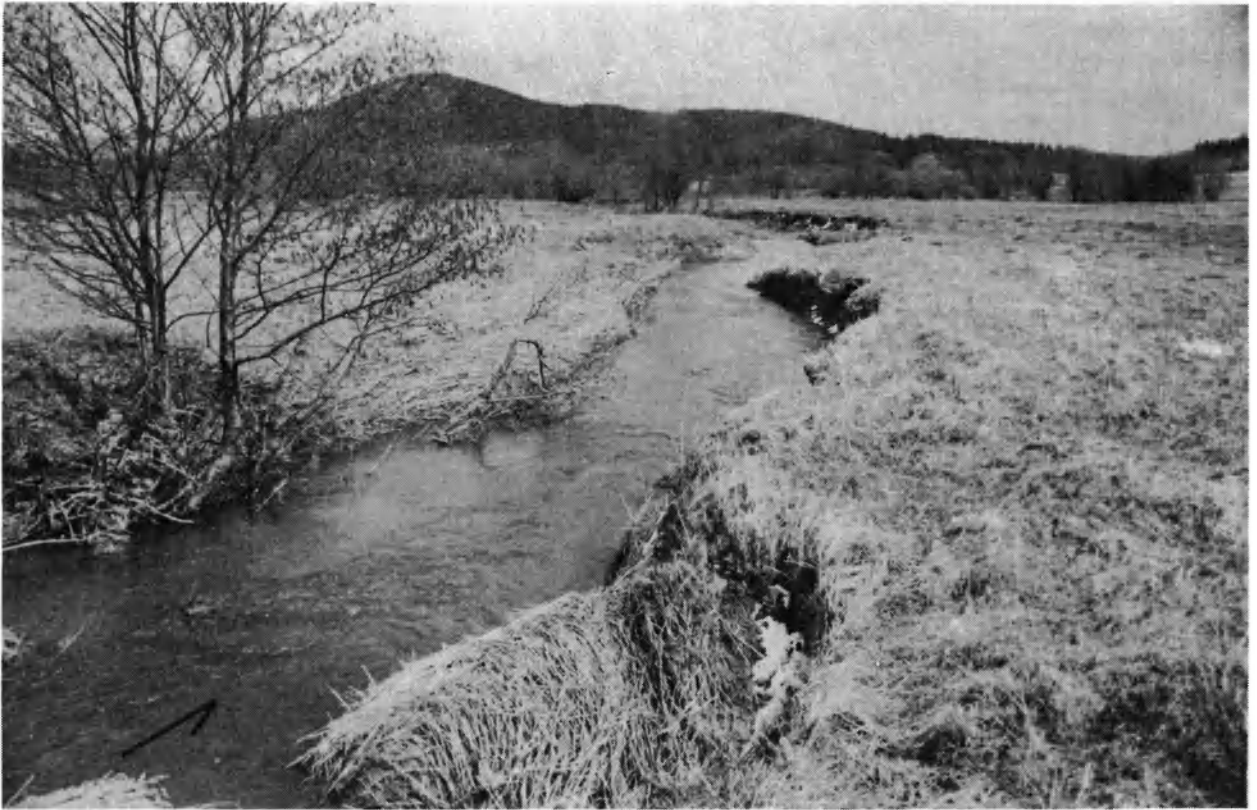
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part I: General environmental characteristics (with examples from the upper River Bóbr drainage basin)

PLANSZA III – PLATE III

System fluwialny dolin sudeckich

Fluvial system of the Sudetic valleys

1. Nierozcięta madowa równina aluwialna. Dolina górnego Bobru powyżej Bukówki. Na horyzoncie Zdzierna (724 m n.p.m.). Widok ku północnemu wschodowi. Kwiecień 1980 r.
Non-dissected mud-supported alluvial plain. Valley of the upper River Bóbr above Bukówka. Zdzierna Mt. (724 m a.s.l.) at the skyline. View is towards north-east. April 1980
2. Rozcięta madowa równina aluwialna. Lesk, Czarny Bór, punkt 6 (lokalizacja na fig. 2). Na lewo – dno doliny zalewane jeszcze w XIX w., obecnie terasa nadzalewowa. Widoczne na zdjęciu meandry powstały z koryta prostego po roku 1945. Widok ku północy. Maj 1977 r.
Dissected mud-supported alluvial plain. River Lesk, Czarny Bór, site 6 (location in fig. 2). On the left – valley bottom flooded as early as in 19-th century, now above active flood plain. Meanders seen in the photograph have developed from straight artificial channel after 1945. View towards north. May 1977



1



2

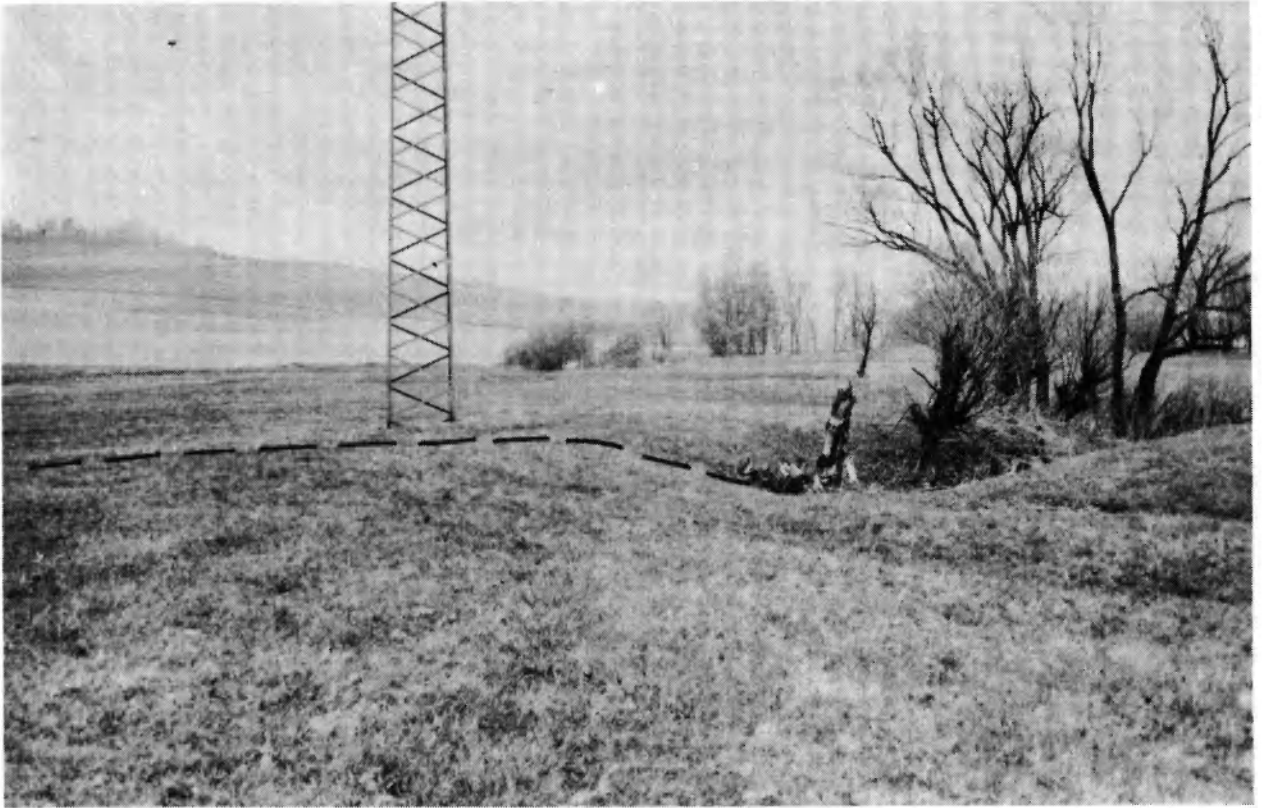
Andrzej Karol TEISSEYRE – Mady dolin sudeckich. Część I: Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru)

Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part I: General environmental characteristics (with examples from the upper River Bóbr drainage basin)

PLANSZA IV – PLATE IV

**Strefa zawala dolin sudeckich
Backland zone of the Sudetic valleys**

1. Porzucone meandrujące koryto Leska i jego naturalny wał brzegowy. Czarny Bór, punkt 6. Widok ku północy. Marzec 1983 r.
Abandoned meandering channel of the River Lesk and its natural levee. Czarny Bór, site 6. View is towards north. March 1983
2. Basen popowodziowy w dolinie Polskiego Potoku koło Starych Bogaczowic. Wyraźnie widoczne jest nachylenie dna doliny na prawo (ku południowi). Widok ku wschodowi. Marzec 1978 r.
Flood basin in the valley of the Polski Potok brook near Stare Bogaczowice. Note inclination of the valley floor to the right (south). View is towards east. March 1978



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA V – PLATE V

Krewasy rzek sudeckich

Crevasses of the Sudetic rivers

1. Krewasa łagodna w brzegu koryta Leska powstała w strefie bystrzyka międzymeandrowego (strzałka przerywana). Odcinek badawczy w Jaczkowie, stan prawie pełnokorytowy. 23 sierpnia 1977 r.

Gentle crevasse in the bank of the River Lesk channel developed in the zone of a between-meander riffle (broken arrow). Jaczków study reach, stage nearly bankfull. August 23, 1977

2. Stroma krewasa w brzegu górnego Bobru, odcinek badawczy powyżej Bukówki. Kwiecień 1980 r.
- Steep crevasse in the bank of the upper River Bóbr, study reach above Bukówka. April 1980



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA VI – PLATE VI

Krewasy rzek sudeckich Crevasses of the Sudetic rivers

1. Krewasa wylotowa i opuszczone koryto na równi aluwialnej. Widoczny naturalny wał brzegowy i zawale. Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce. Widok ku wschodowi. Stan rosnący. 2 sierpnia 1977 r.
Outflow crevasse and abandoned channel on alluvial plain. Note natural levee and backland. River Bóbr, Bukówka study reach. View is towards east. Rising stage. August 2, 1977
2. Krewasa powrotna (na linii płotu). W głębi – równia zalewowa. Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce. 2 sierpnia 1977 r.
Return crevasse (along fence posts). Flood plain in the middle ground. River Bóbr, Bukówka study reach. August 2, 1977



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA VII – PLATE VII

Równia zalewowa

Flood plain

1. Rzeka Złotna, stożek Miskowic, punkt 7. Stan opadający 2 sierpnia 1977 r. Równia zalewowa częściowo wynurzona, w korycie wynurza się łacha meandrowa. Widoczne są krewasy powrotne. Widok ku zachodowi

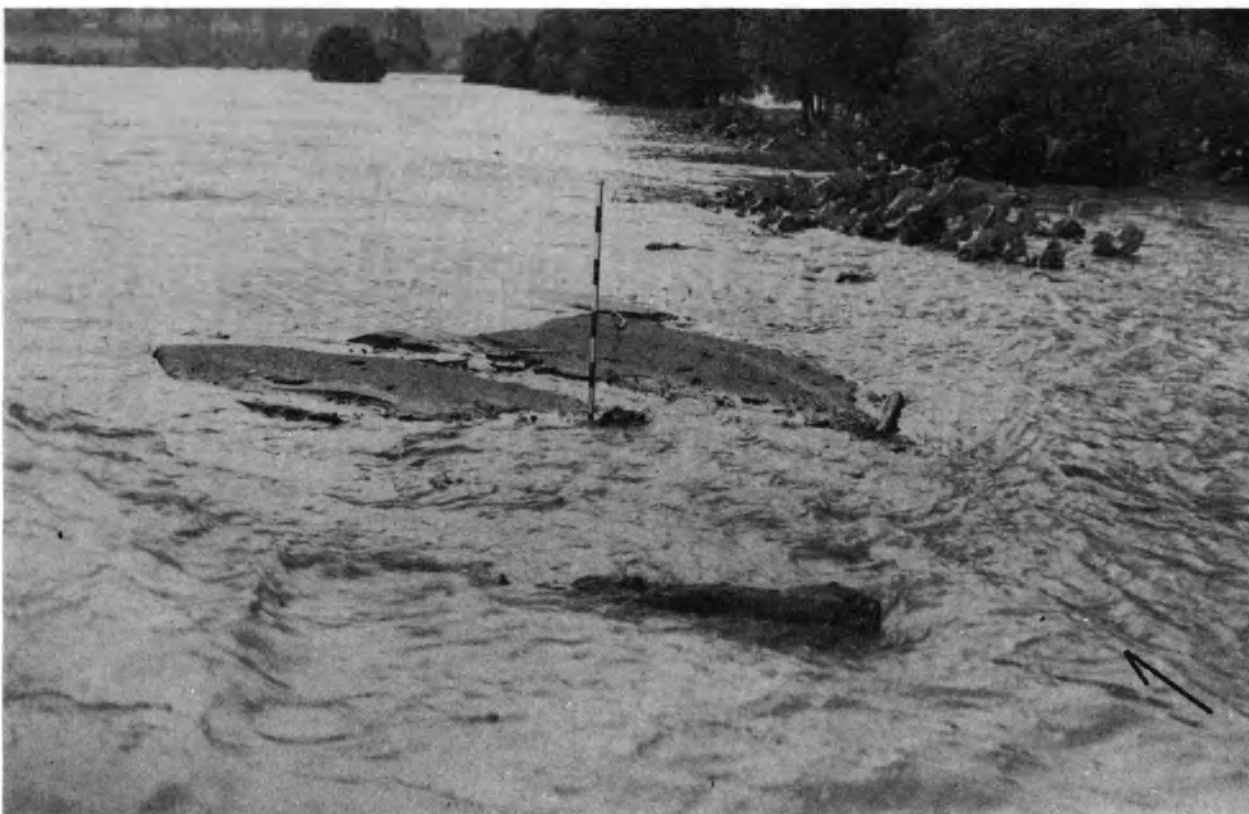
River Złotna, Miskowice Fan, site 7. Falling stage, August 2, 1977. Flood plain is partly emerged. Note return crevasses and emerging point bar in the channel. View is towards west

2. Równia zalewowa dolnej części stożka Miskowic, lokalizacja jak wyżej. Stan opadający, 2 sierpnia 1977 r. Wynurzają się formy depozycyjne naturalnego wału brzegowego.

Flood plain of the lower part of the Miskowice Fan, location as above. Falling stage, August 2, 1977. Note emerging depositional forms of the natural levee



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA VIII – PLATE VIII

Formy brzegu i zawala

Bank- and backland landforms

1. Wylot odciętego koryta w brzegu Leska. Odcinek badawczy w Jaczkowie. Kwiecień 1978 r.
Outlet of an abandoned channel in the bank of the River Lesk. Jaczków study reach.
April 1978
2. Staw w strefie zawala. Górny Bóbr. Błażkowa. Lipiec 1976 r.
Pond in the backland. Upper River Bóbr. Błażkowa. July 1976



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA IX – PLATE IX

Krewasy powrotne

Return crevasses

1. Krewasa powrotna w czasie powodzi. Rzeka Złotna, stożek Miskowic, punkt 7. Widok ku północy. Stan opadający 2 sierpnia 1977 r.
Return crevasse during flood. River Złotna, Miskowice Fan, site 7. View towards north. Falling stage, August 2, 1977
2. Krewasy powrotne na brzegu Złotnej po powodzi. Stan z końca sierpnia 1977 r. Lokalizacja jak wyżej
Return crevasses in the bank of the River Złotna after the August 1977 flood. Situation at the end of August 1977. Location as above



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA X – PLATE X

1. Wadliwa regulacja rzeki. Czyżynka, rejon Cieszowa (dopływ Strzegomki). Stan z lipca 1976 r.
Źle wykonane umocnienie brzegu zostało zniszczone przez wezbranie roztopowe wiosną 1977 r.
Wrong regulation of the River Czyżynka near Cieszów (tributary of River Strzegomka).
Situation in July 1976. Bank protection has fallen during the thaw freshet in spring 1977
2. Stan koryta górnego Bobru w rejonie Błażkowej. Lipiec 1976 r.
Channel of the River Bóbr near Błażkowa. July 1976



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA XI – PLATE XI

Równiny aluwialne dolin sudeckich

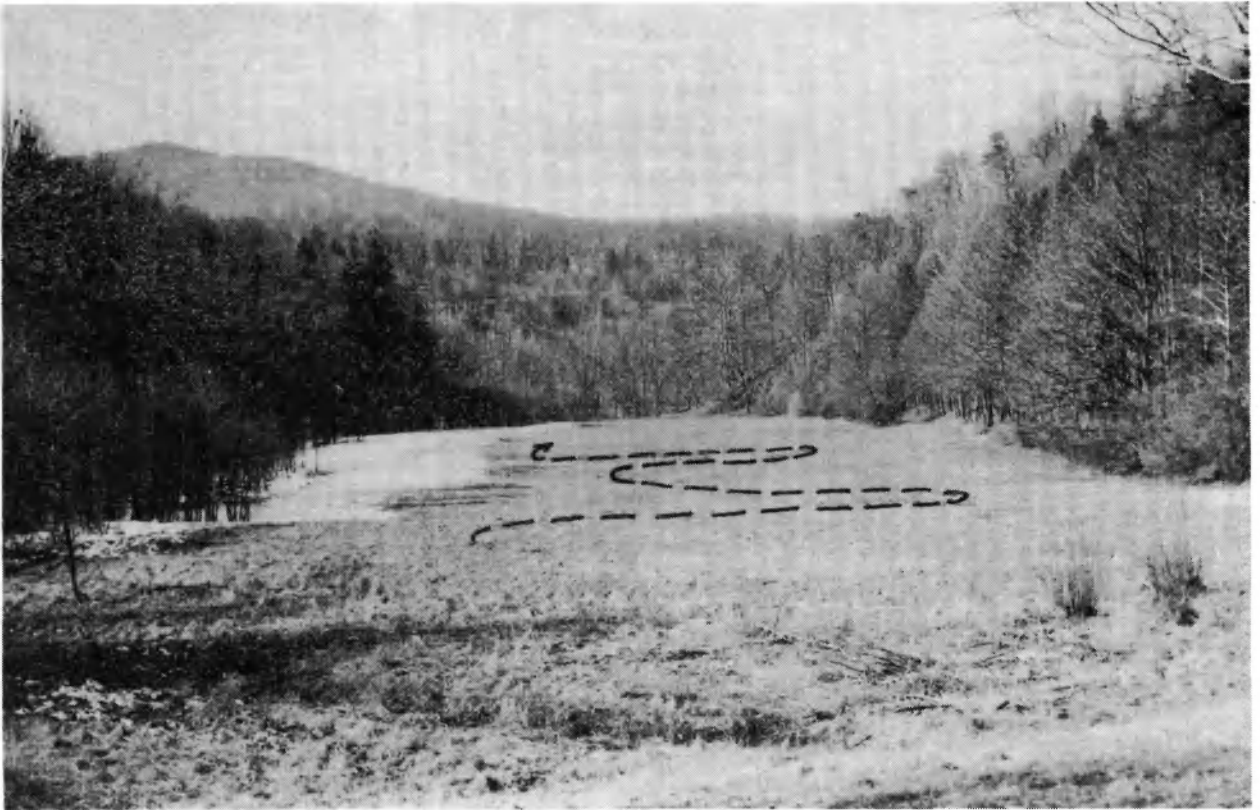
Alluvial plains of the Sudetic valleys

1. Płaskodenna dolina Chwaliszówki, dopływu Strzegomki, na południe od Starych Bogaczowic. Przykład równiny madowej potoku położonej poniżej dolnej granicy lasu (pola na stokach, niewidoczne na zdjęciu). W środku doliny – ślad opuszczonego koryta meandrującego. Obecne koryto zostało sztucznie przeniesione pod lewą krawędź doliny. Widok ku północnemu zachodowi. Marzec 1983 r.

Flat-floored valley of the Chwaliszówka brook, tributary of the River Strzegomka, south of Stare Bogaczowice. Example of a mud-supported alluvial plain just below the lower artificial forest limit (crop fields on slopes, not shown). In the middle of the valley – trace of abandoned meandering channel. The active artificial channel is located at the left valley margin. View towards north-west. March 1983

2. Ta sama dolina powyżej dolnej granicy lasu. Płytkie koryto roztokowe zajmuje całą szerokość dna doliny. Równina aluwialna jest żwirowa. Marzec 1983 r.

The same valley just above the lower artificial forest limit. Note shallow braided channel occupying the whole flat valley floor. The alluvial plain is gravel-supported. March 1983



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE – 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)

PLANSZA XII – PLATE XII

Równiny aluwialne dolin sudeckich

Alluvial plains of the Sudetic valleys

1. Żwirowa równina aluwialna potoku Szkło, rejon Uniemyśla (dolina Długi Dół). Roztokowe koryto zajmuje większą część żwirowej równiny aluwialnej. Widok ku zachodowi. Marzec 1978 r.
Gravel-supported alluvial plain of the Szkło brook, near Uniemyśl (Długi Dół valley). Braided channel of the brook occupies large part of the alluvial plain. View towards west. March 1978
2. Ta sama dolina poniżej dolnej, sztucznej granicy lasu. Równina aluwialna jest madowa, bieg potoku zmienił się na meandrujący. Widok ku wschodowi. Marzec 1978 r.
The same valley below the lower artificial forest limit. The alluvial plain is mud-supported and the channel pattern has changed from braided to meandering. View towards east. March 1978

Wszystkie zdjęcia wykonał autor
All photographs taken by the author



1



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — 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)