

Andrzej Karol TEISSEYRE*

FLUVIAL PROCESSES ON THE WET MISZKOWICE FAN. PART I: EROSION AND EROSIONAL LANDFORMS

CONTENTS

Abstract	67
Introduction	68
Physiographic setting, climate, discharge	69
The Miskowice Fan	71
The Złotna channel	74
The two floods of 1977	74
Erosional processes and landforms related to them	77
Lateral erosion and the morphology of cutbanks	77
Downward erosion and the morphology of pools	85
Erosion related to large obstacles	91
Scour outside the active channel	94
Summary on erosion	95
Erosion and deposition on the fan. Erosion as a source of load	95
Erosion and the stability of straight channels	96
Erosion and channel meandering. The stability of meandering channels	98
Geologic implications of the work	100
Summary	102
Appendices	105
References	108
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I. Erozja i formy erozyjne — streszczenie	113

Abstract

The Miskowice Fan is a small wet alluvial fan located at the mouth of the River Złotna valley, Western Sudetes. The Złotna is a small mountain stream ($Q_{\text{mean}} 0.45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) characterized by a gravelly bed, steep slope, and large fluctuations in discharge ($0.05\text{--}40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ in the last eight years). The lowest stretch of the Złotna running through the Miskowice Fan was investigated since 1971. Field observations and measurements of the mode and rate of fluvial erosion were made systematically in two years (1977–1978). At that time three floods have been noted, namely in May (Q ca. $12\text{--}15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), and August 1977 (Q ca. $35\text{--}40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) and in February/March 1978 (Q ca. $9\text{--}11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

Field investigations have demonstrated that the location within the channel of zones of strong lateral and downward erosion depends on the position of the streamtube of maximum velocity, which changes with the discharge and Froude number.

The higher the Froude number the better the conformability between theoretical and observed positions of the streamtube of maximum velocity. With high Froude numbers the streamtube of maximum velocity lies characteristically at the inner bank in the entrance to the bends and approaches the outer cutbank at the bend axis or some point downchannel from it. The structure of turbulence during a flood discharge is very complex and variable. Nevertheless it has been found that the greatest rate of erosion is commonly attributable to stationary, horizontal, spiral vortexes. Their structure may be recorded both in bank morphology and bed configuration.

The distribution within the channel of zones of erosion and deposition depends on the water and sediment discharge and the condition of bed material. With mean discharge and stable gravelly bed erosion takes place along riffle slopes as well as in upper parts of pools that follow them (backward erosion on

* Institute of Geological Sciences, the University, ul. Cybulskiego 30, 50–205 Wrocław.

riffles). At the same time deposition frequently occurs within middle and lower portions of the pools (backward deposition in pools). During a flood discharge and live-bed conditions deposition takes place on the riffles (vertical and downchannel accretion), while erosion is operating within middle and lower portions of the pools (downward and lateral erosion). The best explanation of the observed differentiation in location of erosion and deposition zones is the phenomenon of velocity reversal (Keller 1971, 1977). During mean stage the flow undergoes contraction over the riffle slopes (high velocity) and expands in the pools (low velocity), while in flood it expands over the riffles (low velocity) and becomes contracted in bends or straight pools (high velocity). During a flood discharge riffles and pools may also develop within unstable straight reaches. These may be genetically connected with either symmetrical or asymmetrical erosion. Successive pools are generally 5–8 channel widths apart.

Field measurements have also demonstrated that both a low discharge of megascopically clear water and a strongly overloaded one may result in erosion of alluvial channels. With a low discharge erosion takes place along the actual wetted perimeter provided that flow velocity exceeds that necessary to transport fine sand. An overloaded discharge, on the other hand, results in vertical accretion and a rise in elevation of the channel bed. It has been also noted that strong lateral erosion of alluvial channel banks may be brought about by such flows and that the erosion is apparently simultaneous with the deposition. Under conditions of stable gravelly bed the depth of scour is related to the grain size of the bed material, while with a live-bed it is controlled mostly by the intensity of turbulence and the transporting ability of the stream. Low floods, carrying low amounts of bed load, may produce deep scours and relatively small modifications of bank configuration rendered by both lateral erosion and deposition of coarse bed material. High floods, on the other hand, lead to substantial changes in bank morphology attributable to either lateral erosion and/or lateral accretion. During high floods strong downward erosion occurs rather locally and there is a general tendency for coarse bed-load material to accumulate in some reaches of lower gradient and, particularly, in channels crossing alluvial fans. Thus deposition within alluvial channels is commonly connected with high flow velocities and erosion with low flow velocities. During the August

1977 flood gravelly channel plugs have developed on a number of Sudetic alluvial fans. These are typical especially of central-fan segments, downfan from the points of intersection. Thus the gravelly plugs occur characteristically on those segments of the fans which are characterized by the steepest longitudinal and transverse slopes.

There is increasing evidence that the following cycle of channel patterns is characteristic of the wet Sudetic fans under the present-day climatic conditions and the activity of man: plugging of an incised channel during a high flood → unstable braided pattern → straight or low-sinuosity incised channel originated from gully erosion → incised meandering stream → incised meander belt. The occurrence of meandering channels on the Sudetic fans is perhaps conditioned by climate from the one hand and the presence of thick alluvial loams covering fan gravels from the other. The whole cycle may last from a dozen or so till several tens of years.

Alluvial fans, being places of deposition of the coarsest bed load available, control to a large degree the character and amount of load carried by mountain streams. Passing through the Miskowice Fan the Złotna leaves behind up to 85% its bed-load and changes in character from a bed-load to a mixed-load stream. This is well manifested by the thickness and composition of alluvial loams, which are much thicker in the fanbase area as well as below the confluence of the Złotna and the Bóbr. The most regular meandering patterns not uncommonly coincide with those places.

Meandering channels of pebbly mountain streams may exist under relatively a wide range of slope and water and sediment discharge. However, if a flood discharge is deficient in bed-load a meandering reach tends to degenerate for meander bends become too wide (erosion at the outer bank exceeds deposition at the inner bank). By the time channel sinuosity diminishes and there may occur a tendency to downward erosion. If a flood discharge is strongly overloaded the meandering channel becomes unstable and a complex meandering-braided or braided pattern may originate. Straight channels may be stable in the mountains provided that they attain in flood a normal slope and depth (uniform water and sediment discharge under conditions of quasi-steady flow) and that channel capacity is large enough to keep an undisturbed movement of all the bed material supplied to the reach.

INTRODUCTION

In the exceptionally wet hydrologic year of 1976/77 two floods have occurred in the drainage basin of the upper River Bóbr, namely on May 21–22 and in the first decade of August. The May flood resulted from a heavy spring rain on May 20 (40.2 mm rainfall in the rain-gauging station at Lubawka, 6 km east of the study area). The catastrophic August flood was preceded by an exceptionally heavy summer rain. During three days (31 VII–2 VIII 1977) 126.3 mm rain fell in Lubawka and a total precipitation of about 375 mm was noted on Śnieżka Mt., the highest summit in the Sudetes (tab. 1). Owing to these floods large erosional and depositional landforms have originated including channel cuttings, deep pools, gravel bars, natural levees, crevasse-splay deposits

and large channel plugs composed of gravel. Plugging of the original meandering channels by gravel gave locally rise to the formation of unstable braided patterns. The landforms in question have been investigated primarily on the Miskowice Fan — a small wet alluvial fan located at the base of the Lasocki Grzbiet Range (Western Sudetes). The fan is fed by the Złotna, a small steep-gradient mountain stream. Immediately east of Miskowice the Złotna leaves its V-shaped valley and joins its master stream — the upper Bóbr — occupying relatively a wide, mature, flat-floored valley. The Miskowice Fan grows on the western side of the valley driving the Bóbr on its right rocky wall (fig. 2).

The article deals with erosion and erosional land-

forms originated mostly during the two floods. The rate of erosion was measured systematically over a period of two years (1977—1978). However, fluvial processes have been investigated here since 1971.

During the August flood fluvial processes have been observed on an area of some 400 km² in the upper River Bóbr and Strzegomka drainage basins (Western and Central Sudetes).

PHYSIOGRAPHIC SETTING, CLIMATE, DISCHARGE

The Złotna drains an area of some 28 km² on the eastern slopes of the Lasocki Grzbiet Range, which joins the main range of the Karkonosze Mts. at the Okraj pass (1,046 m above sea level). The Złotna is a first larger left-bank tributary of the upper Bóbr — one of the main left-bank tributaries of the River Odra. The drainage basin of the Złotna is a mountain area characterized by large local heights and steep slopes. Łysocina Mt. — the highest summit within the drainage basin — attains an elevation of 1,187.5 m and three other mountains range in altitude from 910.1 m (Kopina Mt.) to 1,055.1 m (Borowa Mt.). The headwaters of the main stream lie at altitudes between 1,000 and 1,100 m immediately south-east of the Okraj pass. The Złotna joins the Bóbr east of Miskowice at an altitude of about 517 m. The Złotna valley is some 10 km long and its mean slope is of the order of 0.05. However, real slopes range from 0.43 in the headwater portion of the basin, through 0.1244—0.0649 in the upper part of the valley, to 0.0519—0.02 in the central part and 0.0188—0.0087 in the lowest 1.3 km long stretch of the valley.

The drainage basin of the Złotna is underlain by three main rock assemblages, namely the metamorphic rocks of the Karkonosze granite mantle (early Paleozoic), the Lower Carboniferous continental sedimentary rocks and the unconsolidated sedimentary rocks including slope waste and alluvia (Quaternary, in part Neogene?). Over two-thirds of the Złotna drainage basin is underlain by the metamorphic rocks. The Lasocki Grzbiet Range is a belt of relatively resistant rocks including the Kowary gneisses and mica-schists with minor intercalations of amphibolites, metalimestones, chlorite-schists and paragneisses. The rocks are penetrated by veins of quartz and pegmatite. Most likely these may be thought to be parent rocks for gold, which has given the Złotna its name (Złotna means in Polish the Gold River). Further to the east there occur amphibolites, albite gneisses, phyllites, greenschists and the Paczyn gneisses. The metamorphic rocks are rather resistant to weathering and are the source of the majority of gravels flooring the Złotna valley, even in the lowest reach of the river.

Somewhat lower hills in the eastern part of the Złotna basin are underlain by sedimentary rocks of

Lower Carboniferous age. These are mostly breccias and conglomerates with subordinate intercalations and some thicker horizons of sandstone and silt shale. The rocks, being not resistant to weathering, supply much less detrital material to the Złotna gravels. The Lower Carboniferous conglomerates contain pebbles of the same metamorphic rocks known at present from the Lasocki Grzbiet Range. Consequently, the Złotna gravels receive also pebbles of metamorphic rocks weathered out and washed down from the conglomerates. However, the pebbles are as a rule more or less weathered and may reveal red surfaces due to a thin coating of hematite.

The uncemented Cainozoic deposits are represented by slope waste and alluvia accumulated within the valleys. Above the upper limit of cultivated land (i.e. in the forested part of the drainage basin) the alluvial deposits are composed mostly of gravels and sand. Below the forest margin gravels are almost everywhere capped by a layer of alluvial loam containing thin intercalations of sand, fine gravel, silt or silty clay. From place to place the loams contain pottery fragments and various objects made of iron or wood. Common are also layers rich in charcoal, either in the form of fine dust (giving to the loam dirty grey colour) or in fragments up to several centimetres across. Large fragments of charcoal are commonly embedded in crevasse-splay sands and fine gravels. The oldest layer containing charcoal occurs now 1.1—1.5 m below the fan surface. The presence of charcoal within the alluvial loams is attributable to the work within the drainage basin of charcoal burners (*carbonari*), which were very active till the XIX century. It seems therefore to be evident that the alluvial loams represent in fact the youngest Holocene deposits (*Anthropogene*) connected genetically with the activity of man: partial deforestation of the mountains and intense agrarian use of part of the area (*cf.* Daniels and Jordan 1966; Wolman 1967). For a more complete information as to the geology of the area the reader is referred to the following papers and geological maps: Berg 1912, 1913; H. Teisseyre, K. Smulikowski and J. Oberc 1957; Żak 1958; J. Teisseyre 1968; J. and M. Szałamacha 1968; J. H. Teisseyre 1971 and A. K. Teisseyre 1975a.

The Złotna drainage basin lies in a zone of moun-

tain climate with a slight oceanic influence (Schmuck 1969; Atlas Klimatu Polski 1973; Wiszniewski and Chełchowski 1975). The mean annual temperature ranges here from $+3 \div +4^\circ\text{C}$. The mean temperature of January is $-4 \div -6^\circ\text{C}$, while that of July is $+12 \div +14^\circ\text{C}$. A period free from frost lasts no longer than 120–130 days in the lower part of the drainage basin and is shorter in its headwater portion. The mean annual precipitation amounts to 800–1,100 mm. Precipitation (mostly rain) is concentrated in late spring and summer (500–600 mm from May till October). Heavy rains occur generally in the same period. Large quantities of water may be

also stored up in the snow cover with a maximum in February/March (Sadowski 1971).

The mean annual discharge of the upper Złotna (abandoned gauging station at Klatka) is $0.115 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. The discharge of the lower Złotna is unknown; according to the present writer measurements it may be estimated to be $0.45\text{--}0.5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (fig. 1). A similar mean annual discharge can be calculated using the results of hydrologic investigations performed in the Sudetes by Szpindor (1965, 1974). It can be demonstrated from the diagrams published by the author cited that with a mean altitude of the Złotna drainage basin about 750 m and an afforestation coefficient ca.

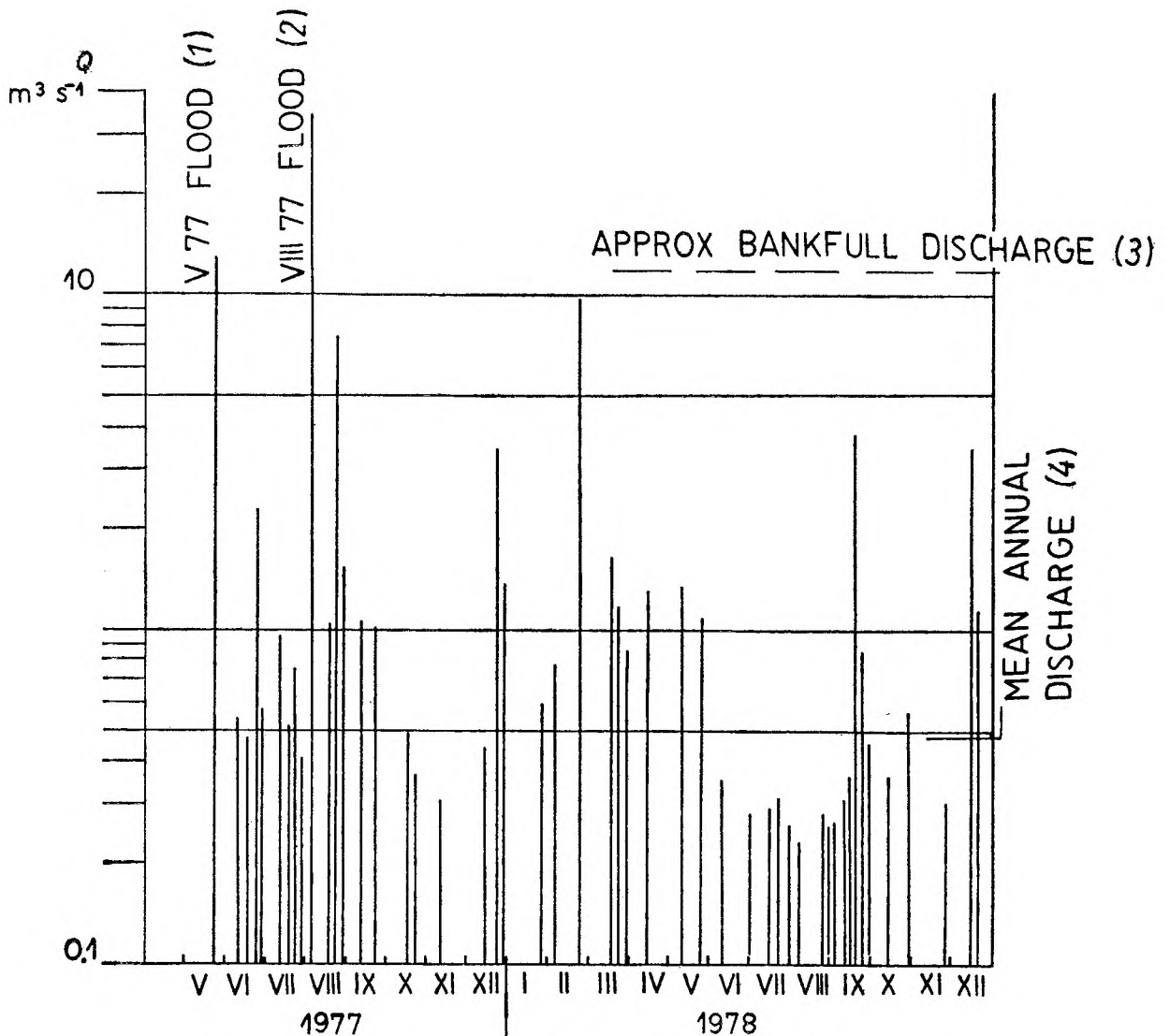


Fig. 1

Discharge of the lower Złotna in 1977 and 1978 as measured by the author

Przepływy w dolnym odcinku Złotnej w latach 1977 i 1978 według pomiarów autora

1 – powódź majowa; 2 – powódź sierpniowa; 3 – przybliżony stan pełnokorytowy; 4 – średni roczny przepływ

Table 1

Rainfall in the Lubawka rain-gauging station, 540 m above sea level

Opady w stacji pluwiometrycznej w Lubawce, 540 m npm

Months Miesiące	1977		1978	
	mm	%	mm	%
Jan.	36.4	3.64	50.4	7.34
Feb.	52.8	5.29	13.8	2.01
Mar.	32.2	3.22	43.9	6.39
Apr.	53.1	5.32	71.7	10.44
May	93.6	9.37	72.1	10.50
Jun.	99.2	9.93	23.9	3.48
Jul.	147.6	14.78	74.4	10.83
Aug.	230.4	23.07	86.1	12.54
Sept.	55.4	5.55	77.4	11.27
Oct.	24.5	2.45	55.0	8.01
Nov.	112.9	11.30	20.1	4.24
Dec.	60.7	6.08	88.9	12.95
	998.8	100.00	686.7	100.00

70% the mean annual discharge per square kilometre should be $0.0165 \text{ m}^3 (\text{s km}^2)^{-1}$. This gives a mean annual discharge of $0.462 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The lowest discharge noted by the author was about $0.05 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (August 1975) and the highest flood discharge was estimated to be $35\text{--}40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (August 1977). This was the highest discharge since 1945 (the recurrence interval of such an event is some 75 years). An approximate bankfull discharge of the lower Złotna is $12\text{--}15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. The Złotna is characterized by large and rapid fluctuations in discharge. The highest stages and discharges occur usually in spring and summer. On the contrary, thaw floods are generally lower than summer ones. In winter as well as during dry summer weeks the discharge may be much lower than mean. Available data concerning precipitation in the Lubawka rain-gauging station and the discharge of the lower Złotna are shown in table 1 and figure 1.

THE MISZKOWICE FAN (pl. I)

The Cainozoic deposits of the area in question have been rather poorly understood and both detailed geomorphological and stratigraphical studies are generally lacking. Thus the subsection is from necessity based on preliminary field investigations made by the present writer.

The Neogene and early Quaternary channel network was markedly different from that existing at present. The Neogene (?) Bóbr ran northwards by-passing the Zadzierna Mt. at a level of about 560–580 m (fig. 2). Occasional remnants of terraces from that time can be hardly seen some 40–50 m above the present valley bottom. The Neogene (?) Złotna joined the Bóbr south of Miskowice at the mouth of a wide valley occupied now by a small intermittent stream (fig. 2). At the upper limit of the Miskowice village the valley is elevated some 25 m above the bottom of the present valley. Although it seems that the change in course of the lower Złotna was accompanied as far back as the Pleistocene its origin (capture?) remains unknown. Owing to this modification a new V-shaped valley was soon eroded within relatively weak rocks strongly jointed and weathered along the Miskowice Fault, which runs below the alluvial valley bottom (A. K. Teisseyre 1975a, tab. 1). In Pleistocene (?) a large alluvial fan grew at the mouth of the old Złotna valley (not shown in fig. 2).

The main modifications in network pattern were connected genetically with the Pleistocene glaciations (Szczepankiewicz 1954; Jahn 1956, 1960; Walczak 1968, 1972). The mountains were penetrated from the north by a number of glacial lobes which blocked

almost all the main valleys. One of them encroached upon the valleys of the Bóbr and Zadrna Rivers forcing the streams to flow eastwards and southwards. Within the study area the Pleistocene Bóbr ran eastwards crossing a range underlain by the Lower Carboniferous conglomerates along a small pass located south of the hill 590.2 m (fig. 2). The pass (543.8 m) lies some 20 m above the present valley bottom. At the same time the Pleistocene Złotna and Dębica dissected the range along a fault zone of the Paczyn Fault running between the Zadzierna Mt. (723.7 m) and a hill called Zameczek (590.2 m, fig. 2). The gorge thus formed was then deepened and widened in the Holocene. It is now some 100 m deep and wide enough to find room for a well-developed meander belt of the Bóbr (fig. 2). In Pleistocene another large alluvial fan grew at the mouth of the new V-shaped valley of the lower Złotna. This is called here the Old Miskowice Fan (fig. 2). However, the fan is now inactive and in part dissected. Its surface lies some 5–10 m above the present bottom of the lower Złotna and 10–20 m above the Bóbr valley. In Pleistocene the fan drove the Bóbr on its right rocky wall towards the pass 543.8 m mentioned above. The fan is composed of coarse gravel capped by a layer of alluvial loam formerly used by a brick plant.

A general tendency to erosion during the Holocene (cf. Jahn 1960; Walczak 1968, 1972) resulted in dissection of the fans and a new secondary fan has originated at the mouth of the lower Złotna — the Miskowice Fan (fig. 2). The fan is much smaller than the Pleistocene one and its fan head lies 1,200 m eastwards from

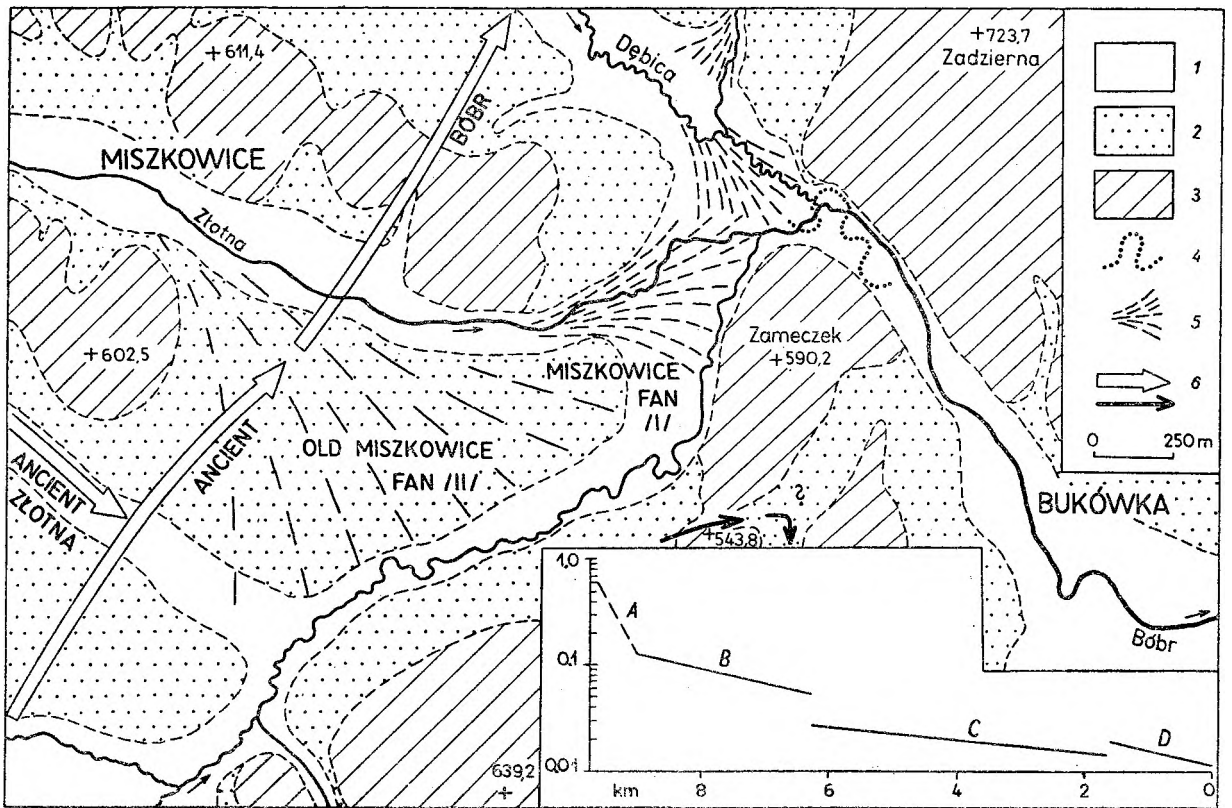


Fig. 2

Geologic sketch-map of the Miskowice Fan. Inset shows longitudinal profile of the Złotna (distance on abscissa, slope on ordinate)
 1 – alluvia (Holocene); 2 – slope deposits; colluvia and older alluvia (Pleistocene–Holocene); 3 – bedrock (Lower Carboniferous); 4 – meandering channel of the River Bóbr prior to regulation; 5 – alluvial fans; 6 – ancient river courses

Szkic geologiczny stożka Miskowic. Diagram w prawym dolnym rogu ilustruje podłużny profil Złotnej (odległość na odciętej, spadek na rzędnej)

1 – aluwia (holocen); 2 – osady stokowe, koluwalne i starsze aluwia (plejstocen–holocen); 3 – skały podłoża (dolny karbon); 4 – meandrujące koryto Bobru sprzed regulacji; 5 – stożki napływowe; 6 – kierunki dawnej sieci rzecznej; I – współczesny stożek Miskowic; II – dawny (plejstoceński) stożek Miskowic

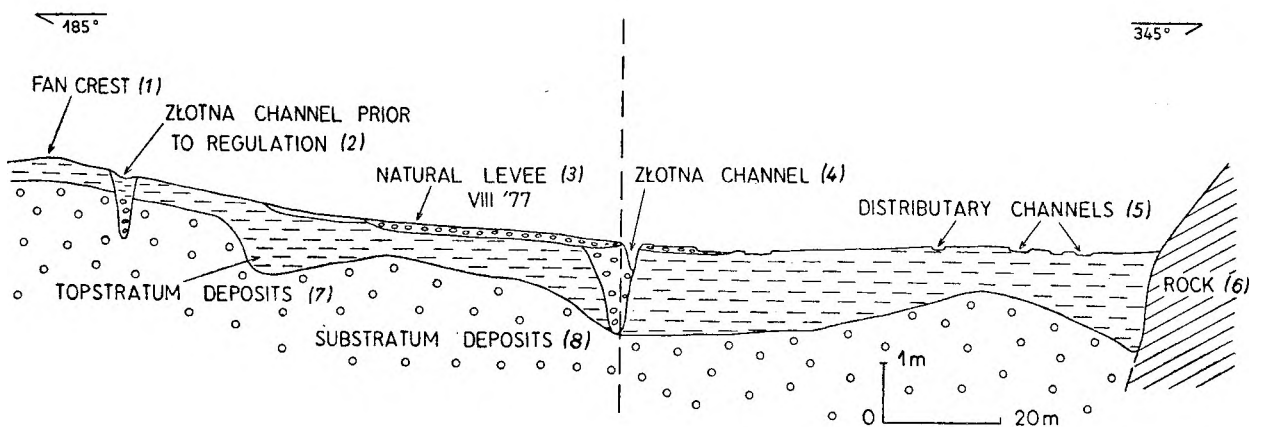


Fig. 3

Cross-section through the central portion of the Miskowice Fan. Levelling is by the author (August 1978)

Przekrój poprzeczny przez środkową część stożka Miskowic. Niwelacja autora (sierpień 1978)

1 – grzbiet stożka; 2 – koryto Złotnej przed regulacją; 3 – naturalny wał brzegowy; 4 – koryto Złotnej; 5 – koryta rozprowadzające; 6 – skała; 7 – osady pozakorytowe; 8 – osady korytowe

the fan head of the Pleistocene Old Miskowice Fan. The last (Holocene) stage in the development of the Złotna valley can be also read from a longitudinal profile of the river (fig. 2, inset). The lowest segment (*D*) corresponds to the youngest stretch of the valley incised into the Pleistocene Fan. The break in slope between segments *D* and *C* can be best accounted for by a ledge within the valley bottom of hard, resistant rocks (the Lower Carboniferous limestone-bearing conglomerate). The conglomerates underlie hills 602.5 m and 611.4 m (fig. 2). The upper segment *C* is underlain by amphibolites and the Paczyn gneisses, while its lower part by the Lower Carboniferous conglomerates and breccias. Mica-schists and the Kowary gneisses underlie segments *B* and *A*.

Both the fans are markedly different from recent alluvial fans of the semi-arid western United States (*cf.* Beaty 1963; Bluck 1964; Bull 1964a, b; Denny 1965; Hooke 1967, 1968). The Pleistocene Old Miskowice Fan attained an area of about 2.2 km² and was fed by a drainage basin of some 25 km². The Miskowice Fan covers an area of ca. 0.25 km² and is fed by a drainage basin of 28 km² (pl. I, *I*). At present the active portion of the fan is even smaller owing to the decrease, during the last 70 years, of the amount of detrital material supplied to the streams (regulation of the Złotna and a good protection of slopes against erosion). Since 1945 the deposition on the fan is characteristically intermittent and restricted to high floods which happen here every 6–11 years. During between-flood periods the fan is dissected and an incised channel originated. Before 1977 the depth of incision ranged from 0.8 to 1.3 m. In many places the incised channel was meandering and an incised meander belt was developing. During rising stages, which happen here every year or even two or three times a year, deposition occurs within the incised channel. The deposits accumulated within the incised meander belt during the last 70 years attain a thickness of 0.5–0.7 m. Fine-grained alluvia trapped in abandoned channels may be even 1.7 m thick. These form typical shoestring bodies. The rate of deposition on the fan surface is much lower and diminishes markedly in any direction away from the active channel. As a result the fan is convex-up in a transverse section (fig. 3). The longitudinal profile of the fan is also convex up for deposition on it was restricted mostly to its central segment just below the point of intersection. The longitudinal slopes of the fan surface are as follows: 0.0087–0.01 for the fan-head segment, 0.01–0.03 for the central segment, and 0.014–0.018 for the fan-base segment.

Except for the active channel the Miskowice Fan is covered by a layer of alluvial loam up to 1.5 m

thick. A synthetic profile of the alluvial loam is described in table 2. Assuming that the whole layer represents a period of last 650 years one may suppose

Table 2
Lithological profile through the Holocene deposits of the Miskowice Fan, site 22
Profil litologiczny utworów holocenijskich stożka Miskowic, punkt 22

Thickness Miąższość	Lithology Litologia	Notes Uwagi
0.5– 6 cm	Sand to silty sand, lithic	August 1977 flood
20–25 cm	Soil, dark-brown, loamy	Overbank deposits, homogenization due to soil-forming processes
50 cm	Brown loam passing downwards into grey-brown loam with scattered fragments of charcoal. Rusty impregnations along traces of roots	Overbank deposits, incipient podsolization in lower 22-cm-thick layer
10–22 cm	Rusty sand and gravel. Inverse gradation: silty sand at the base passes upwards into granule gravel, surface paved	Crevasse-splay deposit, illuvial horizon. Pavement possibly originated due to rain erosion
1.5– 2 cm	Dark silty clay with laminae of fine-grained sand. Abundant plant fragments, small fragments of charcoal	Crevasse-splay deposit, initial sub-layer, first bank overflow
20–25 cm	Loamy sand and gravel, dark-grey, rich in large plant fragments and tree trunks buried in situ. Scattered charcoal. Clay content increases upwards	Original alluvium of wooded overbank, initiation into settlement (XIII cent.)
over 45 cm	Cobble-pebble gravel with boulders, light grey, feldspars fresh. Thin streaks of coarse and very coarse-grained sand. Strong imbrication. No artifacts	Channel-phase deposit accumulated under conditions of primeval mountain forest, channel pattern unknown, possibly braided. Before settlement

that the mean rate of accumulation of the loam is 1.5–2.3 mm/yr. The calculation is based on archaeological data and a well-documented fact that prior to the late XIII century the area was covered by a pri-

meval forest (the church in Miskowice is known from a document of 1364). The profile described in table 2 is characteristic not only for the Miskowice Fan but also for many other valleys of the upper Bóbr

drainage basin. The change in character of the valley-floor sediments is thus interpreted as a man-influenced phenomenon (*cf.* Daniels and Jordan 1966; Wolman 1967).

THE ŻŁOTNA CHANNEL

The Żłotna has been regulated along its entire length at the beginning of the XX century. On the Miskowice Fan a trapezoidal alluvial channel has been made. Only locally the banks have been protected against erosion with large blocks of rock (dry masonry, see fig. 5) and planted with trees (willow, alder).

It is only the fan-head segment where the channel has survived the last 70-year period with practically no change (fig. 4, site 2). Hydraulic parameters of the original regulation channel (site 2) are the following: mean low-stage width 4 m, mean low-stage depth 0.25 m, mean bankfull depth 1.45 m, flow velocity 0.6–1.2 m s⁻¹ (low stage), slope 0.0087, bankfull capacity 9–14 m², bed material — boulders and cobbles, banks composed of coarse gravel, straight course, and practically a uniform subcritical flood discharge.

Below site 3 the channel proved unstable. The main factors responsible for the instability were:

1) incorrect channel design — too sharp bends traced out using circular arcs; many single bends; straight between-bend reaches too long; channel slope too steep;

2) channel capacity too small;

3) throttling of a flood discharge by trees growing along the channel banks.

The instability led to a considerable devastation of the original channel occasioned mostly by flood discharges. In some places new meander bends have developed and a typical riffle-pool pattern originated along the whole channel below site 3. Another effect attributable to the non-uniform character of a flood discharge as well as the diminution in channel capacity (and thus water discharge) was the tendency to deposition within the channel itself of the coarsest bed-load material (*cf.* Lane 1935). It is worth mentioning that the decrease in channel capacity (and volume of the flow) could not be compensated by the increase in slope (up to ca. 0.03). As a consequence strong overloading of the flow occurred during the August 1977

flood. Coarse gravels accumulated within the channel gave rise to the formation of the gravel plug (between sites 9 and 13, fig. 5).

It has been found in the field that the original Żłotna channel from times before regulation was a meandering one. There are numerous relics of old meandering courses scattered throughout the fan and it seems that meandering patterns did prevail over the whole historic period (since the end of the XIII century). It is not quite clear, however, what channel patterns occurred here before settlement of the area. It is almost certain that the valleys were densely wooded and it seems reasonable to suppose that braided patterns predominated. At present braided patterns occur not uncommonly in headwater portions of many Sudetic streams above the upper limit of a cultivated land. Colonization of the area at the end of the XIII century resulted in partial deforestation of the mountains. The character of stream load has changed markedly and a layer of alluvial loam (eroded soil) accumulated within the valleys and on many alluvial fans. The change in character of the stream load and the cohesiveness of the newly-accumulated bank materials resulted most likely in a substantial change in channel pattern itself. However, the development of meandering channels on the Miskowice fan was many times interrupted owing to high floods. Plugging of the meandering channels by gravel led to the establishment on the fan of unstable temporary braided channels (the evolution of alluvial channels on the fan will be discussed later on). Moreover, the development of the meandering channels was periodically disturbed owing to chute cut-off degeneration of meander bends (*cf.* A. K. Teisseyre 1977a). This was particularly a common phenomenon on the steepest central segment of the fan. Chute cut-off degeneration appears to be attributable to the instability of a meandering channel under conditions of high water and sediment discharge and a tendency to supercritical flow.

THE TWO FLOODS OF 1977 (pl. I)

In 1977 two high floods occurred in the drainage basin of the upper Bóbr: on May 21 after a strong spring rain and in the first decade of August (120–

—375 mm rainfall during three days). The peak discharge of the May flood was of the order of 12–15 m³s⁻¹ or 0.4–0.5 m³(s km²)⁻¹. Below the

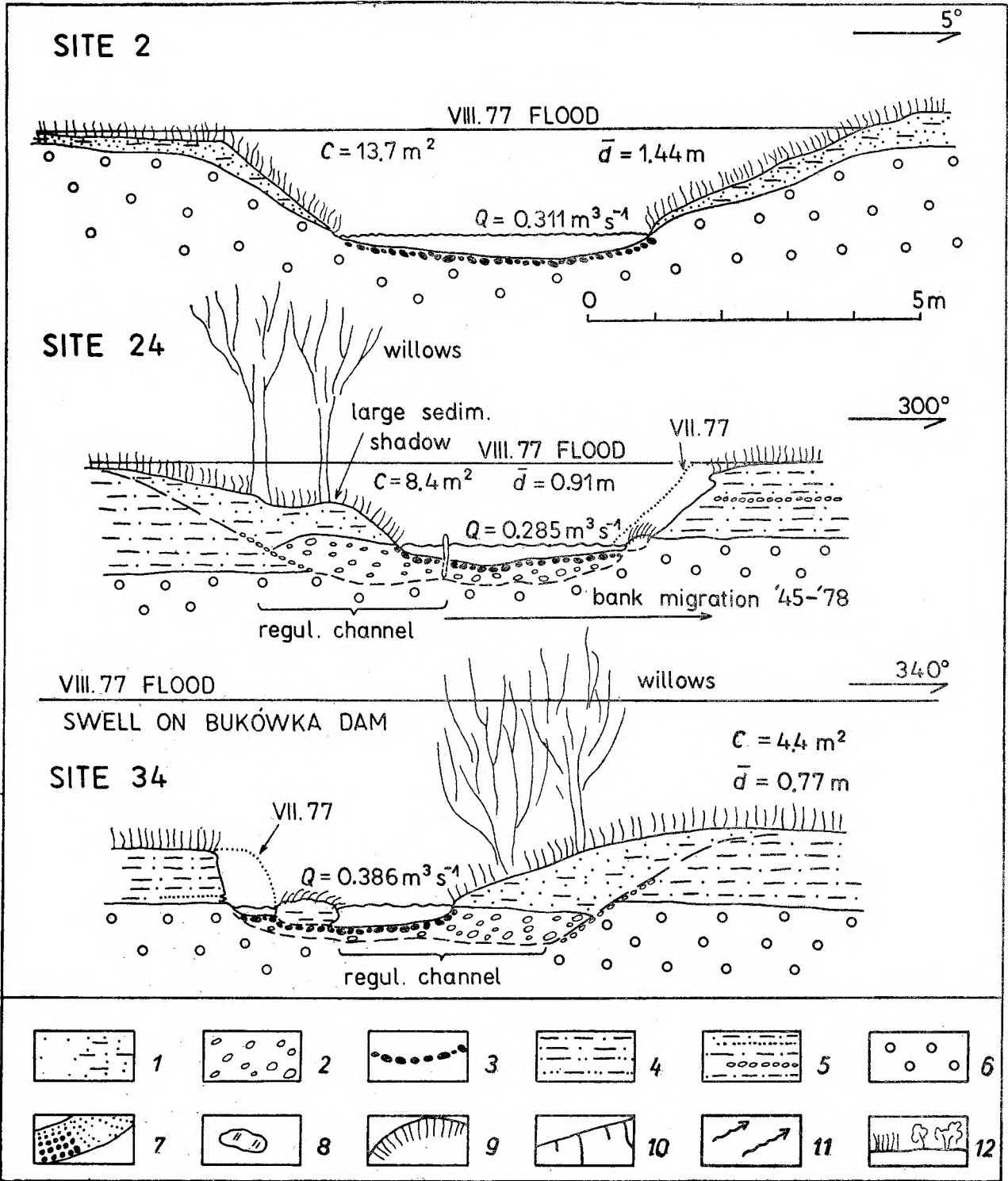


Fig. 4

Cross-sections through the artificial channel of the lower Złotna, Miskowice Fan. See figure 5 for location. No vertical exaggeration.

All the cross-sections in the paper are looking upchannel. C - channel capacity, \bar{d} - mean depth

Recent deposits: 1 - sand, silty-clayey sand; 2 - gravel; 3 - channel pavement. Older deposits: 4 - alluvial loam; 5 - crevasse-splay deposits; sands and gravels; 6 - gravel. Other signs: 7 - slip faces in gravel and sand; 8 - blocks of sod; 9 - cutbanks, cuttings; 10 - inactive banks; 11 - riffles; 12 - plant cover: grass, fleadock. Explanations refer to all the figures

Przekroje poprzeczne uregulowanego koryta dolnej Złotnej w obrębie stożka Miskowic. Lokalizacja na figurze 5. Skale pozioma i pionowa są równe. Kierunek płynięcia rzeki ku obserwatorowi. C - powierzchnia przekroju poprzecznego koryta; \bar{d} - średnia głębokość. Kreska pozioma oznacza poziom wody w czasie powodzi w sierpniu 1977, kłanra - lokalizację koryta uregulowanego, strzałka wskazuje migrację boczną koryta

Osady współczesne: 1 - piasek, piasek z mułem; 2 - żwir, 3 - bruk korytowy. Osady starsze: 4 - glina aluwialna; 5 - osady glików krewasowych: piaski i żwiry; 6 - żwiry. Inne znaki: 7 - ściany zsywu w żwirach i piaskach; 8 - bloki gliny aluwialnej; 9 - brzozy podcinane, podcięcia; 10 - brzozy nieaktywne; 11 - bystrzyki; 12 - pokrywa roślinna: trawa, lepiężnik. Objasnienia dotyczą fig. 4-18

point of intersection of the Miskowice Fan the discharge was slightly overbank and the left (northern) part of the fan was inundated. Sedimentation was limited mostly to the zone of the incised channel (gravel, sand) and to some portions of the fan surface adjoining the channel (sand, fine gravel, silt, accumulation of floated load). The fine-grained overbank deposits became soon destroyed owing to summer rains and were only hardly perceptible at the end of July.

On the Miskowice Fan the catastrophic flood of August 1977 occurred on August 1–3. Precipitation records from the rain gauging-station at Lubawka were as follows: 44.5 mm rain fell on July 31, 60.5 mm on August 1, and 21.3 mm on August 2. When the heavy rains occurred the soil was already water-saturated after a rain that fell on July 26 (19.2 mm). On the Miskowice Fan the peak discharge was of the order of $35\text{--}40\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ or $1.25\text{--}1.43\text{ m}^3(\text{s km}^2)^{-1}$. A mean flow velocity in straight reaches of the lower Złotna ranged from 2.8 to 5.2 m s^{-1} . The peak discharge occurred the night from

August 1 to August 2. Except for the fan-head area (between sites 1 and 3, fig. 5) the flow was everywhere overbank and a large part of the fan was beneath water (pl. I, 2–4). The fan-base segment was covered by standing water swelled on the Bukówka Dam. The discharge fell rather rapidly and on August 2 a large part of the fan has emerged. Since August 2 the discharge was less than bankfull below site 13. However, till the end of October the discharge was greater than mean (fig. 1) and a substantial rise was noted on August 23, after a heavy summer rain on August 22 (51.1 mm rainfall at Lubawka).

During the August flood large amounts of gravel and sand have been deposited on the fan and within the Złotna channel. The biggest boulders transported during the flood were 0.7 m across and the volume of coarse-grained deposits accumulated on the fan has been estimated to be of the order of $4,000\text{--}5,000\text{ m}^3$. The Złotna channel was plugged over a distance of some 130 m and the gravel plug attained a volume of over $1,000\text{ m}^3$.

This paper deals essentially with erosion, erosional

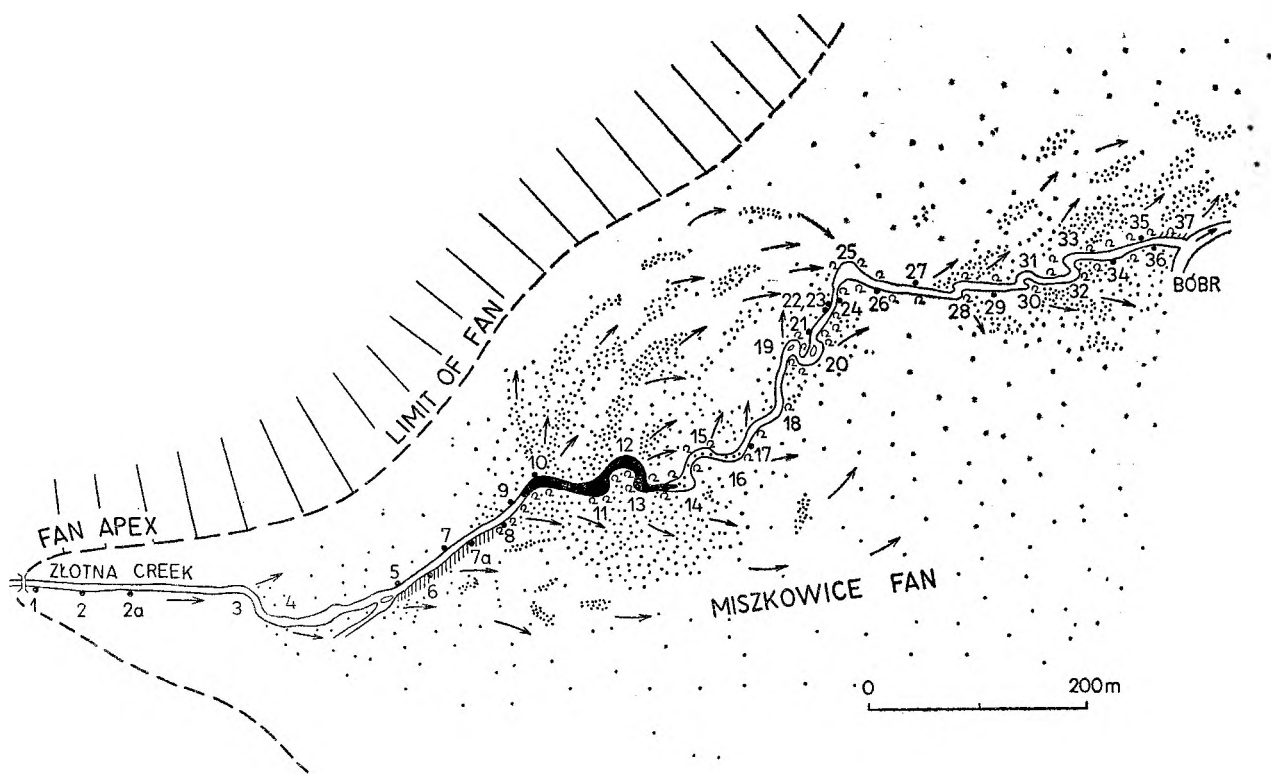


Fig. 5

Sketch of the lower Złotna on the Miskowice Fan showing location of sites described in the text

Heavy black segment is part of the channel plugged by gravel during the August flood. Dense stippling indicates crevasse-splay deposits and natural levees, light stippling — thinner accumulations of suspended load on the fan surface. Short dashed pattern indicates banks protected by rock filling (dry masonry). Arrows indicate flow pattern on the fan. The point of intersection lies near site 10

Szkic koryta Złotnej w obrębie stożka Miskowic z zaznaczeniem punktów omawianych w tekście

Czarny odcinek rzeki oznacza partię koryta zasypaną żwirami w sierpniu 1977. Gęste kropki oznaczają osady glików krewasowych i naturalnych wałów brzegowych, rzadkie kropki — cienie osady obciążenia zawieszinowego na stożku. Ukośne gęste kreski oznaczają brzozy koryta umocnione narzutem kamiennym. Szczyt stożka znajduje się w lewym narożu rysunku, linia przyrywana oznacza granicę stożka. Strzałki ukazują układ prądów na stożku. Miejsce wynurzenia koryta wciętego leży w pobliżu punktu 10

processes and erosional landforms, while deposition and depositional landforms will be treated in a forthcoming article. In particular included in this paper are the following subjects:

1) lateral erosion and the morphology of cutbanks,

2) downward erosion within the channel,
3) erosion related to large obstacles, and
4) scour outside the active channel as well as an incipient gully erosion.

EROSIONAL PROCESSES AND LANDFORMS RELATED TO THEM

LATERAL EROSION AND THE MORPHOLOGY OF CUTBANKS

The two floods of 1977 resulted in a substantial widening of the Złotna channel and increasing of its capacity as measured by channel cross-section (*cf.* Gregory 1976, 1977a, b; Gregory and Park 1976). On the Miskowice Fan lateral erosion occurred in 42 places (appendix I, fig. 5). In 12 places lateral erosion was noted along outer cutbanks of meander bends. Erosion occurred also at inner banks of bends called in this paper pseudomeanders (11 places) and around large obstacles (11 places). In 6 straight reaches lateral erosion was attributable to the in-plan meandering of the thalweg. Finally, in 2 places lateral erosion resulted from the tendency of the flood flow to by-pass wide riffles or transverse bars growing within the channel at the same time. Everywhere the lateral erosion was asymmetrical.

The rate of lateral erosion observed in meander bends depended generally on the following factors:

- 1) the geometry of bends, i.e. bend radius and the character of bend curvature;
- 2) the character of flow — depth, velocity, vorticity, Froude number, shear stresses;
- 3) the boundary conditions — height of the bank, bank morphology, roughness, lithology of bank materials.

It is evident from hydrodynamic considerations that entering a meander bend the streamtube of maximum velocity tends to cut it off approaching its inner bank (*cf.* Matthes 1941, 1947, 1951; Friedkin 1945; Leliavsky 1955; Sundborg 1956; Leopold and Wolman 1960; Leopold *et al.* 1964; Henderson 1966; Langbein and Leopold 1966; Hooke 1974; 1975; Jackson II 1975; McGowen and Garner 1975; Levey 1976; Baker 1977). Field observations of the Złotna and other alluvial channels during the floods have indicated that the position within a channel of the streamtube of maximum velocity may be in line with the theoretical one if Froude number is large enough (*cf.* Hickin 1974; Hickin, Nanson 1975). The agreement is almost perfect with supercritical flow (pl. IV, 1). The greatest flow velocities and the largest Froude numbers were noted particularly along

gentle bends, in some chute channels and in pseudo-meanders (pl. II). In such places the flood flow was generally supercritical and the streamtube of maximum velocity accompanied inner banks of the bends (at the entrance to the bends). With low discharge, on the other hand, the streamtube of maximum velocity shifts towards the outer cutbank (fig. 6). This may be in part explained by the fact that during a low discharge the zone of macroturbulence at the outer cutbank is much narrower than in flood.

It is also evident from the field observations that during a flood discharge the streamtube of maximum velocity tends to cut off some meander bends. This leads to lateral erosion and may result in partial destruction of point-bar heads. Supercritical flow may occur in meander bends provided that the bends are gentle enough and the perturbations of flow are generally low (low energy losses; Henderson 1966). However, even with subcritical flow in sharp or irregular bends there commonly occur zones of supercritical flow close to the outer cutbank. In flood and during rising stages such zones occur as a rule along lower segments of the outer cutbanks, downchannel from the bend axis (pl. IV, 3; *cf.* Leopold and Wolman 1960; Hooke 1974, 1975; Engelund 1974, 1975; Bridge 1976a, b; 1977).

In the zone of bend axis the streamtube of maximum velocity leaves the inner bank and crossing the channel (pl. IV, 1) meets its outer cutbank in a zone located downchannel from the bend axis. It means that in flood the outer cutbank is eroded mostly along its lower segment downchannel from the bend axis. The rate of lateral erosion is here generally greater than along the inner bank for the intensity of turbulence is commonly much greater below the bank axis (*cf.* Shepherd and Schumm 1974). The result is that during a flood discharge both the meander wavelength and the radius of curvature tend to increase, while the channel sinuosity decreases at the same time — the apparent adjustment of the channel geometry to the increased water and sediment discharge (*cf.* Daniel 1971; Ferguson 1973a; Parker 1975).

During a mean or rising but less-than-bankfull discharge, in the other hand, the streamtube of maximum velocity accompanies the outer cutbank. Mo-

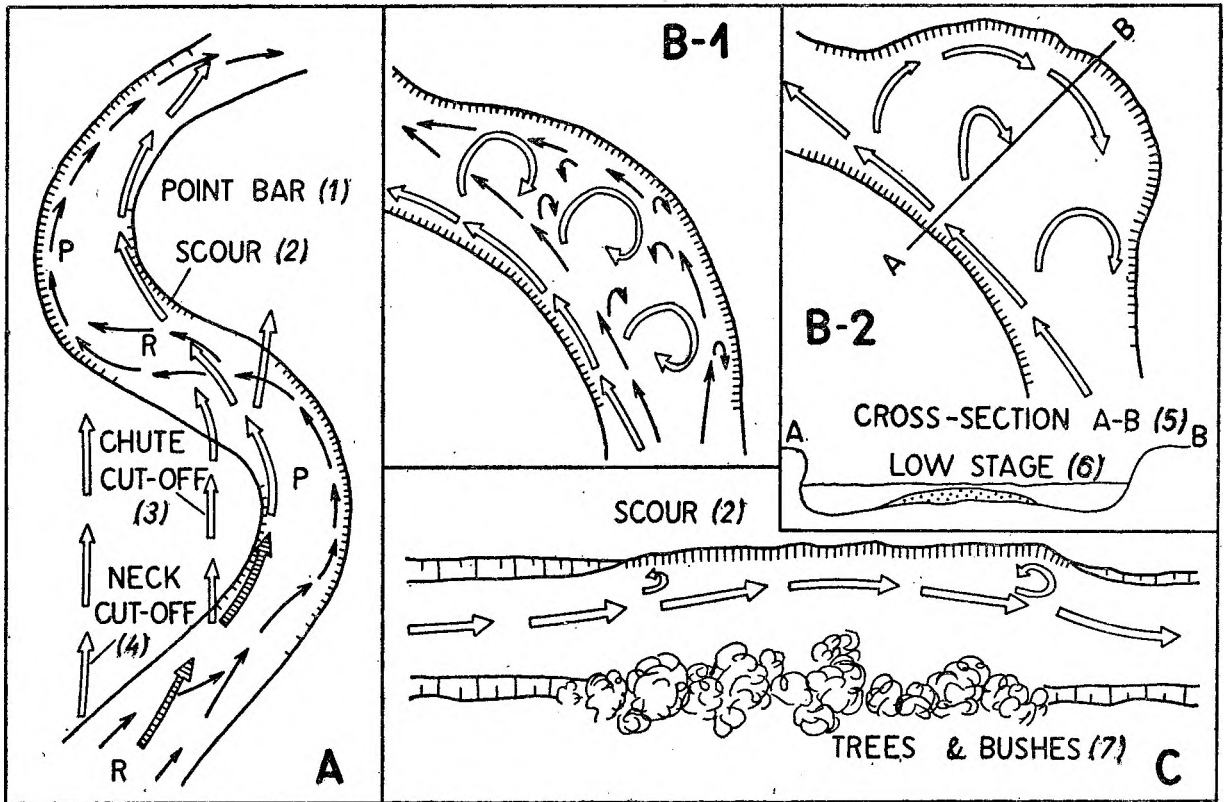


Fig. 6

Lateral erosion in alluvial channels (diagrammatic drawings)

Arrows indicate streamtubes of maximum velocity at low discharge (light arrows) and in flood (solid arrows). P – pool, R – riffle. See text for explanation

Erozja boczna w aluwialnych korytach rzecznych (rysunki schematyczne)

Strzałki wskazują położenie strug największej prędkości w czasie niskiego przepływu (cienkie strzałki) i w czasie powodzi (grube strzałki). P – przegłębienie korytowe, R – bystrzyk. 1 – łacha meandrowa; 2 – rozmycie; 3 – częściowe odcinanie łacha meandrowej; 4 – przecięcie szyi meandrowej; 5 – przekrój A-B; 6 – niski stan wody; 7 – drzewa i krzewy. Dalsze objaśnienia w tekście

reover, the flow becomes contracted on riffle slopes and expands in meander pools some distance down-channel from the riffles. In a consequence, lateral erosion during such discharges is mostly limited to upper segments of the outer cutbanks just below the riffles and close to the riffle/pool junctions. At the same time deposition may occur in lower portions of the meander pools. So, if a between-flood period is long enough a tendency may be noted for channel sinuosity to increase and both the meander wavelength and its radius of curvature to decrease. In such a way the stream keeps its geometry being adapted to conditions of a lower-than-bankfull discharge. However, the re-establishment of the low-discharge geometry moves slowly and the morphological effects of such discharges may be transient as compared to those produced by flood discharges. The conclusion is confirmed by the field observations of some Sudectic rivers after the high floods of 1958 and 1965. A general conclusion is that for several years at least the morphology of a mountain stream reflects the erosional and depositional effects of the last large flood (Leopold and Wolman 1957; Richards 1976b).

The position of the streamtube of maximum velocity in channels observed by the author is shown diagrammatically in figure 6 (it was too dangerous to make levelled profiles during the floods). Changes in position of the streamtube of maximum velocity in meander bends are illustrated in figure 6A. During a flood discharge the streamtube of maximum velocity tends to bifurcate or trifurcate over the point bar with either the neck-or chute cut-off as a result (cf. Hickin 1969; Bridge 1975; Baker 1977; A. K. Teisseyre 1977a). Figures 6B-1 and 6B-2 demonstrate a flow pattern in pseudomeanders (cf. Wolman and Brush 1961). During a flood discharge supercritical flow occurs at the inner bank which is intensely scoured. At the same time a very strong backflow circulation occurs at the outer cutbank giving rise to the formation of a large bank niche (fig. 6B-2). The backflow velocity is not uncommonly up to 70% the co-flow velocity. Thus the following features can be thought to be characteristic of pseudomeanders (pl. II):

1) the lack of a point bar at the inner bank (flood erosion due to the streamtube of maximum velocity);

2) the presence of two steep cutbanks at the inner and outer banks of the bend;

3) a large pool occupying the whole bend, sometimes with a fine-grained central bar deposited at falling or low stages (fig. 6B-2, profile);

4) the bed of the pool commonly dipping towards the inner bank — the apparent evidence of supercritical flow (Henderson 1966).

Finally, figure 6C shows lateral erosion resulted from flow perturbations induced by trees and bushes growing along a river bank.

The variable position within a meandering channel of the streamtube of maximum velocity can well account for the observed differentiation in location of zones of maximum lateral erosion. However, it cannot explain the observed differentiation in the rate of the erosion — a phenomenon related simply to the intensity and structure of turbulence, the transporting ability of a stream and bank lithology. It has been observed in the field that sharp or very rough bends produce considerable flow perturbations. In such places large vortexes may occupy the entire channel width and energy losses during flood discharges are very large. Upstream from such places the velocity head drops but the total energy rises substantially and the backwater effect occurs. The rise in water level may be so large as to attain a local overbank stage (fig. 7) in spite of a less-than-bankfull discharge above and below the sharp bend. The rate

of lateral and downward erosion in such places may be considerable. The erosion is attributable mostly to large, horizontal, spiral vortexes, which in such places may be stationary over relatively a long period of time.

In order to investigate qualitatively the structure of turbulence visual observations have been made during the floods and a number of photographs and movie pictures have been analysed in laboratory (pl. III). It is evident from the observations that the structure of turbulence is more complex with subcritical flow. With supercritical flow changes in turbulence within boundary layers are commonly so fast that may be only hardly perceptible. Moreover, all the observations discussed below refer essentially to the two-dimensional variability at the surface of the flow and little can be said about processes operating within the flow itself.

It was particularly easy to investigate the structure of turbulence in gentle-sloped channels carrying in flood a subcritical flow (pl. III). In straight reaches two turbulent boundary layers may be observed at the channel banks. Entering a bend the inner-bank boundary layer becomes separated from the boundary and the point of separation commonly occurs in a zone of the bend axis. Downstream from it a large separation bubble commonly exists at the inner bank (pl. X, 4). However, with large Reynolds numbers typical of flood discharges the boundary layer breaks

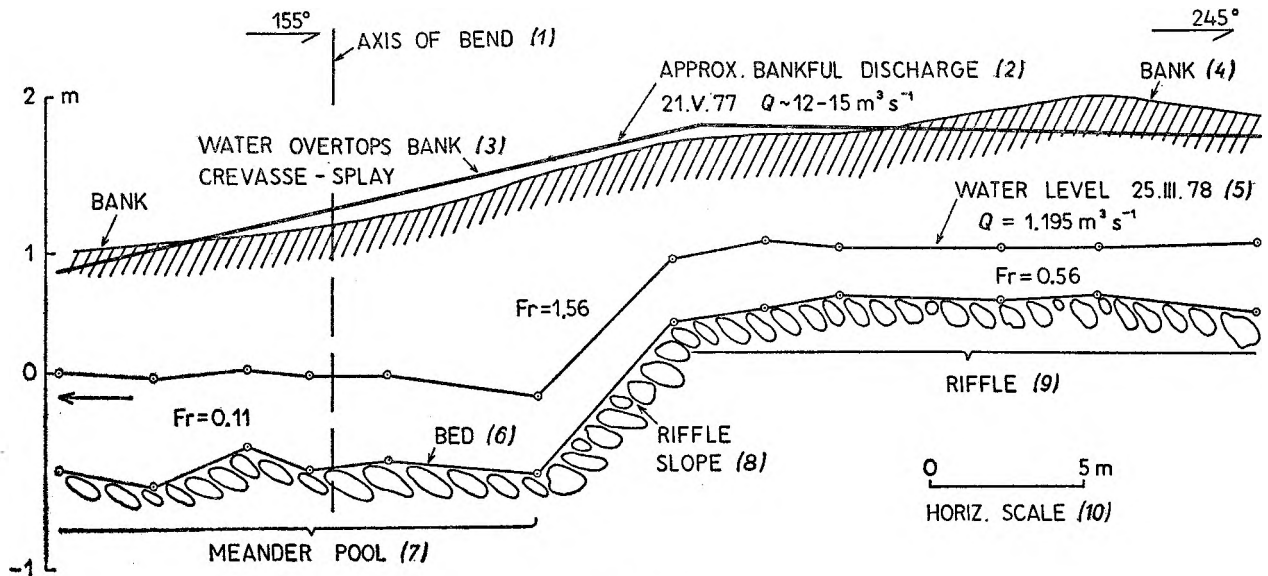


Fig. 7

Flood discharge overtopping the outer cutbank of a meander bend as a consequence of flow perturbation in the bend, lower Złotna, site 32. Levelling is by the author

Wody powodziowe przelewają się przez zewnętrzny, podcinany brzeg meandru na skutek zakłóceń przepływu spowodowanych przez zakręt. Złotna, punkt 32

1 — oś zakrętu; 2 — przepływ w przybliżeniu pełnokorytowy; 3 — woda przelewa się przez brzeg — gład krewasowy; 4 — brzeg; 5 — poziom wody z dnia 25 III 1978; 6 — dno; 7 — przegłębienie korytowe; 8 — stok bystrzyka; 9 — bystrzyk; 10 — skala pozioma. Fr — liczba Froude'a. Niwelacja autora

into large vortexes a short distance downchannel from the point of separation. As a result, a zone of macroturbulence develops in meander bends and some distance downchannel from the bend axis large vortexes may occupy the entire channel width (A. K. Teisseyre 1978).

However, the most valuable for a fluvial geomorphologist is the information about the structure of turbulence within the boundary layer itself. Field experience teaches us that the structure may change periodically. This is true especially of those turbulent boundary layers, which comprise wandering vortexes and develop under conditions of relatively a small degree of flow perturbation. A "whirl cycle" is here defined as a single succession of eddies, which may recur many times in the same place and whose recurrence interval may be measured in seconds. Such a cycle starts, say, with roughly a flat and only slightly disturbed water surface. At first a series of small whirlpools develops whose axes are vertical or nearly so (they correspond to fast bank eddies of Matthes 1947). Wandering downchannel the vortexes grow systematically and their angular velocity increases markedly (pl. III, 1). The sense of the rotation is always clockwise (right-handed) at the right bank and vice versa. However, left-handed whirlpools may be developed at the right bank owing to a backflow circulation and this is frequently the case in bank niches and pseudomeanders. The vortexes may disappear suddenly being sucked into the flow. It is not quite clear, however, what is happening to them under the surface of a turbid flow. It is evident from field observations that after a while a wandering, spiral, horizontal vortex emerges just downchannel from the point of suction (pl. III). The vortexes or rollers are right-handed at the right bank (defined here as normal) and move fast downchannel. The angular velocity of the rollers is large enough to produce large disturbance of the flow surface. Not unfrequently they produce deep depressions close to the channel bank (for a while they may be even several decimetres deep). Reverse vortexes or rollers (left-handed at the right bank) are also common features. Their origin is perhaps complex. It has been found in the field that they may result from the hydrodynamic thrust and do develop almost always if the angle of attack of the thalweg is high enough (fig. 8). There is also some but still inconclusive evidence that the reverse rollers may be brought about at the "normal" bank of a river and, then, crossing the channel at the bottom, they may emerge at the opposite bank as the reverse rollers.

It has been frequently observed in the field that the rollers may disappear (burst) suddenly and that

the process is preceded by an abrupt increase in angular velocity of the vortexes (pl. III, 3, 4; cf. Jackson II 1978b). This is perhaps a manifestation of unbalanced energy at a river bank (applicable energy of Crickmay 1974). According to the author cited in meander bends applicable energy may be even larger than the total energy of the stream. After bursting the surface of flow calms down for a while and a new "whirl cycle" may begin. Such a cycle may last no longer than several tens of seconds.

Genetically connected with the activity of the rollers are secondary helical flows. With normal rollers the secondary flows are also normal, i.e. directed downchannel and downslope along the bank and obliquely downchannel along the bottom (descending secondary flows at the bank). With reverse rollers the flows are also reverse, i.e. directed obliquely downchannel along the bottom and up slope along the bank (ascending secondary flows at the bank). Thus the flows do differ markedly from helical flows commonly reported from meander bends in that they:

- 1) occur at the outer cutbank being restricted to external and/or central part of a channel;
- 2) their pitch of thread is much smaller than that of helical flows reported in the literature;
- 3) their angular velocity is considerable and much larger than that of "normal" helical flows;
- 4) they are unstable features generally connected with discharges higher than mean, and
- 5) they are susceptible to abrupt changes in direction of flow and velocity.

The secondary flows lead to a considerable lateral erosion of river cutbanks (pl. IV, 3). The ascending secondary flows are especially effective in tearing away of overhanging blocks of sod. The descending secondary flows produce strong scour of the channel banks and may lead to the formation of bank niches below water surface. Flowing along the channel bed they may be also agents of deposition (fig. 9A).

Another vortexes noted in gentle-sloped channels include "short-lived, local, upward, displacements of water entraining bottom materials and terminating at the surface in nonrotating boils" of Matthes (1947; see pl. VI, 3), and slow bank eddies (Matthes 1947). The latter are characteristic, for instance, of backflow circulation in sand-bottom bank niches in which backflow velocities are of the order of 15–25% the co-flow velocity. So, the slow bank eddies are responsible mostly for transportation and deposition of sand and are less effective as erosional agents (they may erode slowly alluvial loams).

To summarize we can conclude that lateral erosion of alluvial river cutbanks is largely related to

the activity of the rollers. The rate of lateral erosion depends among other things on the degree of flow perturbation and is larger in sharp bends and around large obstacles where the rollers may be stationary over relatively long periods. Eroded cutbanks become more and more steep or even overhanging which, in turn, leads to further modifications through shear (earth falls or another mass-movement phenomena). It is also evident from direct field measurements that the processes are to a large degree climate-controlled and that the rate of erosion and the intensity of mass movements may be much larger during thaw rises than during even high summer floods (Inglis 1949; Wolman 1959; A. K. Teisseyre 1979).

From time to time the structure of turbulence is destroyed owing to large earth falls taking place along the eroded cutbanks. Large blocks of alluvial loam lying on the bed as well as a modified morphology of the bank itself may produce considerable perturbations of the flow. As a consequence the structure of turbulence changes for some length of time.

There is increasing field evidence that the structure of turbulence may be recorded in bank morphology and, therefore, may be read from it even long after a flood (unless shearing or another process modifies the bank). This is particularly true of stationary rollers. As it has been mentioned above the generation along a meander cutbank of the fast rollers seems to be the effect of the hydrodynamic thrust (usually at an angle less than 90°). Examination of a number of cutbanks scoured during a flood discharge by the rollers have demonstrated that a couple of rollers did commonly develop. A normal roller (with the clockwise sense of rotation at the right bank) develops at the base of the bank. This is accompanied by a reverse roller at the upper portion of the bank (fig. 8). Thus we can distinguish fast top rollers, which are reverse, and fast bottom rollers, which are normal (cf. Matthes 1947). Illustrated in figure 8 are some simple cases characterized by relatively a low perturbation of a flood discharge. It does not mean, of course, that the pattern of rollers is unchanging with time. On the contrary, mutual relationships between the rollers change through time and with changing bank morphology modified abruptly owing to earth falls. It has been found that a reverse or top roller may disappear for a while or may be even absent if the vertical velocity profile is disturbed by bed morphology (fig. 11). Illustrated in figure 8 are only four morphological varieties of outer cutbanks which are especially common on the Sudetic rivers. There are, however, another types of bank configuration the origin of which is not quite clear (the problem of a general classification of river

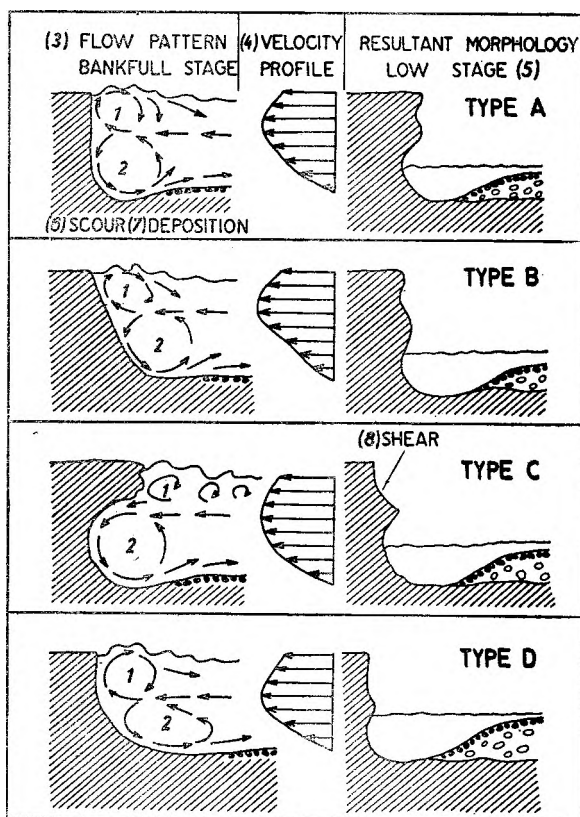


Fig. 8

Showing idealized structure of large, horizontal, spiral vortices (rollers) working along cutbanks of different morphology. Simplified from various study reaches on the Sudetic rivers. View is upchannel

1 — reverse roller; 2 — normal roller and the resultant secondary bottom current

Schematyczny rysunek ilustrujący strukturę dużych wirów śrubowych o osi poziomej działających w pobliżu podcięć brzegowych o różnej morfologii (na podstawie obserwacji na różnych odcinkach badawczych rzek sudeckich). Widok w górę koryta
1 — wir odwrotny; 2 — wir normalny oraz wywołany przez ten wir wtórny prąd denny; 3 — układ prądów przy stanie pełnokorytowym; 4 — profil prędkości; 5 — ukształtowanie brzegu przy niskim stanie; 6 — rozmywanie; 7 — depozycja; 8 — ścinanie

cutbanks remains still open — cf. Rachocki 1974; Klimaszewski 1978).

The activity of the secondary circulation induced by the rollers may be also recorded in sedimentary structures like pebble fabric, for instance (fig. 9A; pl. IV, 4). Illustrated in the figure is a segment of the meander no. M-13. During the August 1977 flood the outer cutbank of the meander was intensely eroded by a normal roller. A secondary bottom current induced by the roller was able not only to scour the bank and stream bed but also to give a preferred orientation to coarse gravel deposited at the same time on a submerged mid-channel bar (pl. IV, 4). The orientation of imbricated flat cobbles from the bar is shown in figure 9B. It is evident from the diagram that the flat gravels

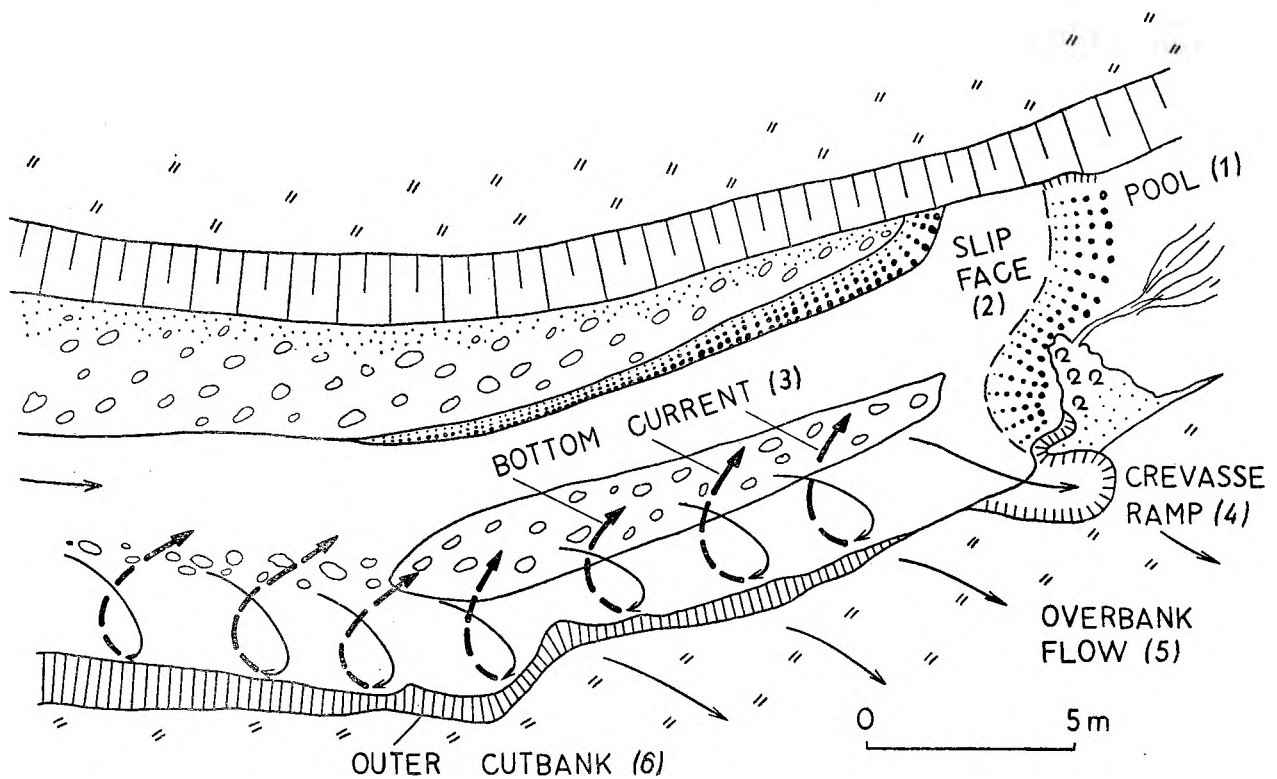


Fig. 9A

Structure of flood flow during the August 1977 flood near cutbank of the meander M-13, Złotna, site 4. Note normal roller. Mapping is by the author

Struktura przepływu powodziowego (wir śrubowy normalny) w czasie powodzi sierpniowej w podcięciu meandra M-13, Złotna, punkt 4. Pomiar autora

1 — przegłębienie korytowe; 2 — ściana zsyłu łacy zwirowej; 3 — prąd denny; 4 — rampa gliku krewasowego; 5 — przepływ pozakorytowy; 6 — zewnętrzny podcinany brzeg. Dalsze objaśnienia w tekście

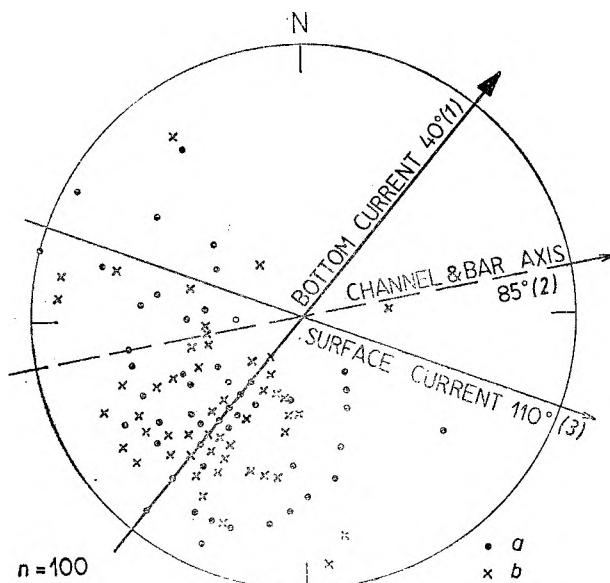


Fig. 9B

Point diagram of AB-planes of flat clasts (cobbles) from the mid-channel bar shown in figure 9A. Upper hemisphere
a — measurements from the left half of the bar, b — readings from the right half of the bar. See text for details

Diagram punktowy ułożenia płaszczyzn AB otoczków płaskich (64–256 mm). Górna półkula

1 — prąd denny; 2 — oś koryta i łacy; 3 — prąd powierzchniowy; a — pomiary wykonane w lewej części łacy, b — pomiary wykonane w prawej części łacy

dip directly against the bottom current irrespective of their position within the bar. Only few gravels were oriented by a current paralleling the bar axis. These occur mostly on the left side of the bar, however. Similar structures may be preserved in continental sedimentary deposits in the form of "frozen" channels (cf. A. K. Teisseyre 1975b).

Now it seems to be appropriate to add few words about the erosional processes themselves. River banks built up of cohesive soils (alluvial loams, clay, loamy sands) were eroded mostly through scouring, evorsion (pothole erosion), and corrasion including attrition and stripping (pl. V; cf. Rachocki 1974). The rate of lateral erosion was particularly large in a zone between mean stage and the lower limit of grass roots. The reason for this is perhaps complex. First, it is this zone in which the cohesive soil is especially weak owing to repetitive processes of drying and wetting as well as the activity of frost (Grabowska-Olszewska and Siergiejew 1977; Glazer 1977; A. K. Teisseyre 1979). Second, the rate of erosion of an alluvial bank is particularly large in the zone of water level or between a low stage and the stage corresponding to a mean annual flood. In this zone erosion is attributable to the activity of rollers and waves (fig. 8, 11).

Erosion implies a strong corrosion of the bed and bank by pebbles and sand rotating fast in places where large stationary backflow systems occur as in bank niches and pseudomeanders for instance (pl. II, VI). It seems that similar processes are also taking place at the base of some river cutbanks where pebbles and sand are dragged directly on the surface of a cohesive bank material. During a flood discharge pebbles may be dragged along the toe of the bank owing to the activity of secondary flows, which are very strong. In such places an irregular, grooved surface of alluvial loam may be veneered by a thin layer of imbricated pebbles, which may be only one clast diameter thick. It is considered that this offers conclusive evidence as to the mode of erosion through evorsion. Morphology of banks composed of cohesive deposits are shown in plate V.

Clays and similar strongly cohesive soils, on the other hand, were eroded in a somewhat different manner. The soils soak hardly and their rate of surface scour is rather low. However, the soils are commonly cracked owing to desiccation. A cracked surface subjected to shear stress during a flood discharge falls to pieces several centimeters across. The fragments are then transported either as a bed-load or as a suspended load giving rise to the formation of clay balls or clay fragments not uncommonly embedded in flood deposits (*cf.* Karcz 1969).

Non-cohesive soils were eroded through scouring and eluviation. Inglis (1949) described another process of erosion occasioned by a return seepage of water from a non-cohesive soil after subsidence of a high flood stage (*cf.* Leopold and Wolman 1960; Klimek 1972, 1974). Such a process was observed by the author in several sites along the lower Złotna. On the Miskowice Fan non-cohesive soils occur commonly as layers of sand or gravel up to several decimetres thick (crevasse-splay deposits and natural levee deposits). Banks built up of such deposits sandwiched with alluvial loam become soon undermined owing to a rapid erosion of the coarse-grained deposits. This leads to large earth falls of layers composed of alluvial loam. Large blocks of alluvial loam (up to several cubic metres in volume) may rest on the channel bed immediately below the place of detachment. Smaller blocks are easily transported by a flood discharge as mud balls. On the Miskowice Fan these were especially abundant in gravels plugging the channel just downstream from the pseudomeander M-11 (site 11). Here they originated owing to lateral erosion of the inner bank of the bend.

Large blocks of alluvial loam have been observed within the Złotna channel below the gravel plug (sites 18 to 25). It means that earth falls occurred here before plugging of the channel, i.e. during either the

rising stage or peak discharge (no earth falls occurred here after the flood). The blocks are commonly triangular in cross-section for the surface of detachment is a plane of shear dipping towards the channel at angles of 30–80°. Such large blocks may be relatively stable features provided that are protected against erosion by a turf sheet (turf sheet directed against the flow). If the block is composed of a layered soil the layers commonly dip towards the channel. After burial they may resemble clastic wedges. It seems, therefore, that at least some clastic wedges reported from continental deposits represent, in fact, fossil blocks of soil fallen during a flood from channel banks (*cf.* A. K. Teisseyre 1967, 1975a).

During discharges higher-than-bankfull the water escapes from the channel along its entire length or in some localized places called after Ritter (1975) crevasse ramps. During the August flood the Złotna banks were overtopped between sites 7 and 13. The outflow through crevasse ramps was very characteristic of part of the channel below site 13. These are rough, irregular, slightly concave channels sloping steeply towards the main channel. They may be free from any deposits or may be floored by a thin layer of a well washed gravel. Among features characteristic of many crevasse ramps are upturned turf sheets. These originate during a flood discharge as a result of differential erosion the rate of which is especially large in a zone immediately below the lower limit of grass roots (this is the zone of particularly porous and weak soil owing to the formation within it of veins of ground ice in winter). The turf sheet undermined by the flood flow but still linked together with the grass cover become turned upside down in the direction of flow (fig. 10; pl. VIII, 1, 2). The upturned turf sheets were also noted along margins of some bank niches (site 30), at the outer cutbanks of some meander bends (sites 12 and 32) and at the inner banks of some pseudomeanders (site 11). Generally, the upturned turf sheets may be considered a good evidence of overbank flow. Although they may be used as a directional feature it seems that their earthy materials as well as the occurrence along river cutbanks severely limit their chances of preservation in the fossil record.

Lateral erosion may be or may be not accompanied by downward erosion. Downward erosion takes place simultaneously with lateral erosion if a flood discharge is not overloaded (moderate or low bed-load discharge). On the Miskowice Fan such conditions were characteristic of May flood. After the August flood a considerable lateral erosion has been found in many places where a substantial aggradation occurred and the channel bed rose. It is particularly worth mentioning that between sites 9 and 13 a considerable

lateral erosion took place simultaneously with the formation of the gravel plug. Lateral erosion simultaneous with deposition is also characteristic of riffles (both straight and between-meander ones; cf. H. T. U. Smith 1940; Lane and Borland 1953; Leopold and Wolman 1957; Maddock Jr. 1969).

The rate of lateral erosion during both the floods of 1977 differed markedly from place to place. The higher August flood resulted generally in larger erosional retreats of the river banks (appendix I), though there were at least three exceptions to this rule (of 26 common points of measurements). The retreat of the banks occasioned by the May flood ranged from 0 to 1.5 m or 0 to $0.375 w$ (w — channel width). A mean retreat amounted to 0.61 m or $0.153 w$. During the August flood the bank retreat ranged from 0 to 2.3 m or 0 to $0.575 w$, and a mean retreat of 0.89 m or $0.223 w$ was noted. It is interesting to compare the data with a mean annual bank retreat from a between-flood period. According to the present author's measurements (1972–1976) and studies based on dendrochronological data (1945–1976) this ranges for the lower Złotna from 0.02–

$-0.15 w$ depending on the channel geometry and the degree of flow perturbation. It is clear from the data that two days of nearly bankfull discharge, like in May 1977, may result in a bank retreat equal to the maximum annual retreat during the between-flood period. In the wet year of 1977 the bank retreat of the lower Złotna was 4 times the maximum between-flood retreat. We can conclude therefore that major modifications of the stream pattern and channel position are, in fact, catastrophic phenomena attributable to high and unfrequent floods (cf. Zierhoffer 1935; Wolman and Eiler 1958; Hack and Goodlett 1960; Stewart and LaMarche Jr. 1967; Ziętara 1968; Scott and Gravlee 1968; Baker 1977; Baker and Pentead-Orellana 1977, Cooley *et al.* 1977).

The data listed in the appendix I came almost exclusively from direct field measurements of levelled cross-sections made by the author before and after the floods. However, there are also some indirect methods, which may help us to estimate the retreat of river banks in reaches not investigated prior to a flood (cf. Cooley *et al.* 1977). Four lines of indirect evidence are presented in figure 10. The first are the

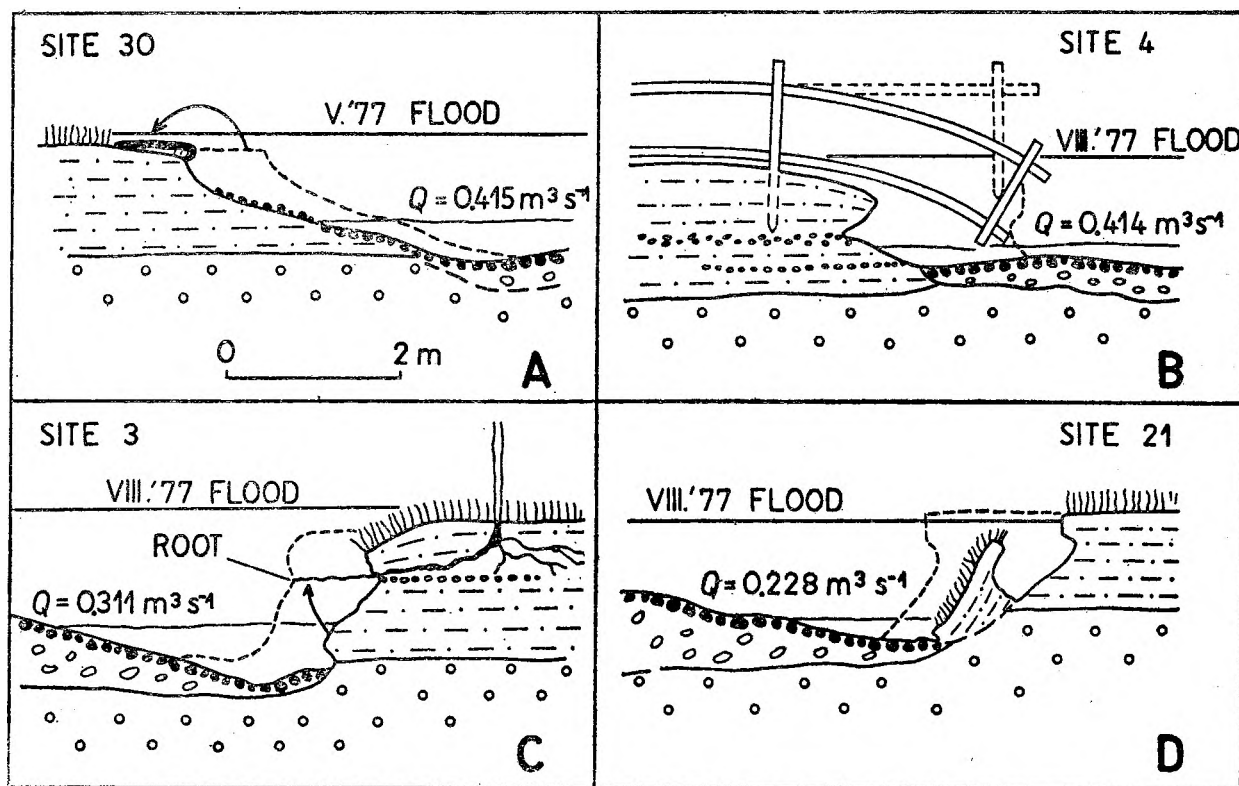


Fig. 10

Indirect evidence of lateral erosion along channel cutbanks, Złotna, Miskowice Fan

A — Uprnied turf sheets; B — hanging down fence post; C — root recently washed out from soil; D — large block of alluvial loam preserved in channel. No vertical exaggeration. See figure 4 for explanation of signs

Pośrednie metody ustalania erozji bocznej, Złotna, stożek Miskowic

A — Odwrócone płyty darniowe; B — podmyty płot; C — korzenie świeżo wymyte z gleby; D — zachowane w korycie bloki gliny aluwialnej. Skale pozioma i pionowa są równe. Objasnienia znaków jak na figurze 4

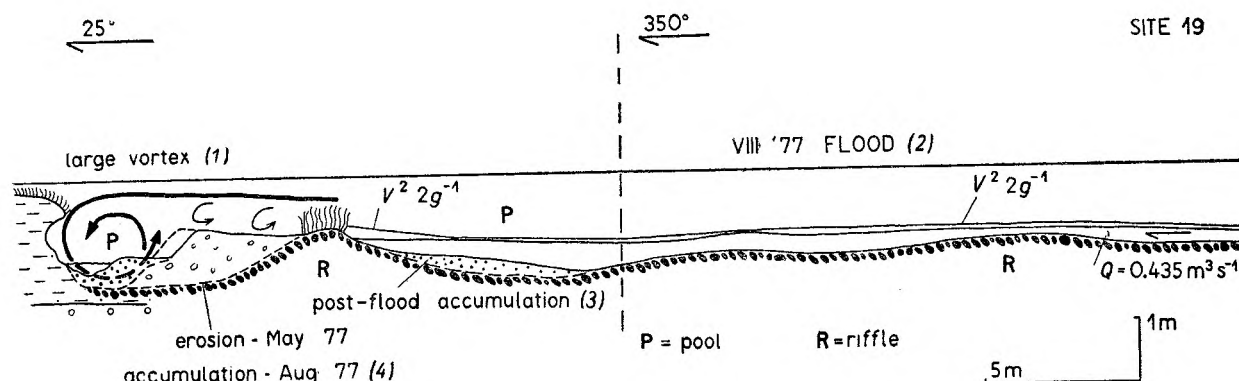


Fig. 11

Large stationary vortex (normal roller) near the outer cutbank, meander M-5, Złotna, site 19, as read from channel and bank morphology a year after the flood

Measured on July 11, 1978. Note chute bar in the channel. Levelling by the author

Duży wir stacjonarny (wir śrubowy normalny) wzdłuż zewnętrznego, podcinanego brzegu meandry M-5, Złotna, punkt 19, odtworzony na podstawie morfologii koryta i brzegu rok po powodzi

1 - duży wir; 2 - poziom wód powodziowych; 3 - akumulacja po powodzi; 4 - przegłębienie wymyte w maju 1977; wypełnione żwirem w sierpniu 1977 (odsyp przelewowy). P - przegłębienie korytowe, R - bystrzyk. Pomiar w dniu 11 VII 1978. Niwelacja autora

upturned turf sheets (fig. 10A), the second are hanging down fences and undermined designs (fig. 10B), the third are roots recently washed out from the soil (fig. 10C) and the fourth are large blocks of alluvial loam preserved in the channel just below the place of detachment (fig. 10D). The methods have been checked in the field with good results except for the "root method", which may give values overstated even by 50% or more. Another method depends on the observation and mapping within investigated meander bends of strips of newly emerged bar-platform gravels. The method gives fairly good results provided that the single bank retreat is neither too small nor too large (less than $0.3-0.4 w$). Many levelled cross-sections made by the author after the floods have indicated that the maximum width of such gravel strips measured at mean stage is roughly equal to the erosional retreat of the outer cutbank during a preceding flood (pl. V, I).

DOWNWARD EROSION AND THE MORPHOLOGY OF POOLS

During both the floods local downward erosion was very intense though, in general, deposition on the fan markedly exceeded erosion. Downward erosion was noted in 33 places along the lower Złotna channel. Nine places, in which downward erosion occurred during the May flood, were unattainable after the August flood because of the formation of the gravel plug. In 28 places downward erosion was attributable to flow perturbations induced by bends and bank niches (20 places) or large obstacles (8 places). In 5 straight reaches downward erosion was gene-

tically connected with the meandering of the thalweg (both in plan and in the vertical). In such places a combined action of downward erosion and selective deposition led to the formation of riffle-pool patterns. Neither erosion nor accumulation occurred in the straight channel just below the fan head between sites 1 and 3 (fig. 4 and 5).

Downward (and lateral) erosion in alluvial channels is genetically connected with the hydrodynamic characteristics of flow (Crickmay 1974). The location within a channel of places of intense downward erosion is determined by energy transformations within the flow itself. In order to analyse the problem a number of hydrologic sections were made along the lower Złotna and the Bóbr above the Bukówka Dam (the Bukówka study reach).

It has been found that except for the stable Złotna channel between sites 1 and 3 the flow was everywhere non-uniform even during those periods in which it might have been regarded as quasi-steady. Moreover, the bankfull discharge differed substantially in its hydrodynamic behaviour from any other discharge lower than it (*cf.* Leopold and Langbein 1966, Langbein and Leopold 1966). During a bankfull discharge a mean water surface was roughly even, in a statistic sense, of course. The slope of the surface was similar to that of the valley floor. The intensity of turbulence, flow velocity and depth were controlled by both the channel capacity and its geometry. The most fundamental characteristics of the observed bankfull discharge was its three-dimensional character (*cf.* Jackson II 1978b). It means that the non-uniform character of the flow was manifested by flow expansion and contraction with the water

surface relatively even. Vertical and horizontal velocity profiles became differentiated and large separation zones occurred locally, but there were generally no backwater effects (*cf.* Crickmay 1974; in fact, backwater effects occurred on a large scale at river confluences, *cf.* Lane 1955).

During mean or rising discharges, on the other hand, the non-uniform character of flow resulted almost always in measurable backwater effects. The character of flow in the channels studied resembled that in the Parshall flume. During such a discharge riffles acted as broad-crested weirs. The flow, being again three-dimensional in character, was subjected to complex hydrodynamic processes including expansion and contraction, swelling, separation and efflux effects. In other words, the longitudinal differentiation of the river bed into steep, critical, mild, horizontal and adverse slopes was reflected in the water profile, which as a rule was very complex. Moreover, the relationships between the water surface and the bed profile were complex and generally provided no information about the character of flow. For instance, it has been found that non-uniform flow occurred in sections where the water surface was parallel to the bed, accelerating flow was connected with a substantial increase in depth and so on.

The character of flow was investigated in the field under conditions of different discharge and in places of different channel geometry. The most interesting results came from meander bends (fig. 12). During a mean discharge the flow became contracted over segments of the channel called here riffle slopes (A. K. Teisseyre 1977b). In such places the velocity head attained the highest position, the flow velocity, the Froude number and the bed shear stress were at a maximum. These were the places in which potential energy of the stream changed to kinetic energy. Large kinetic energy induces turbulence at the boundary and thus results in downward erosion (Sundborg 1956; Klimek 1972) being realized mostly through eluviation of the gravelly bed. At the riffle slope-pool junction the hydraulic jump commonly occurred with the resultant energy dissipation and strong downward erosion. The result is the so-called backward erosion on riffles — a tendency for the riffle slopes to retreat upchannel (pl. IX, 4). At the same time the meander pools acted as stilling basins. These were areas of flow expansion and a decelerating non-uniform flow. Within the pool shown in figure 12 the effects of efflux and flow separation were noted in the upper part of the pool, while the backwater effects and a decelerating flow were typical of its lower portion. The

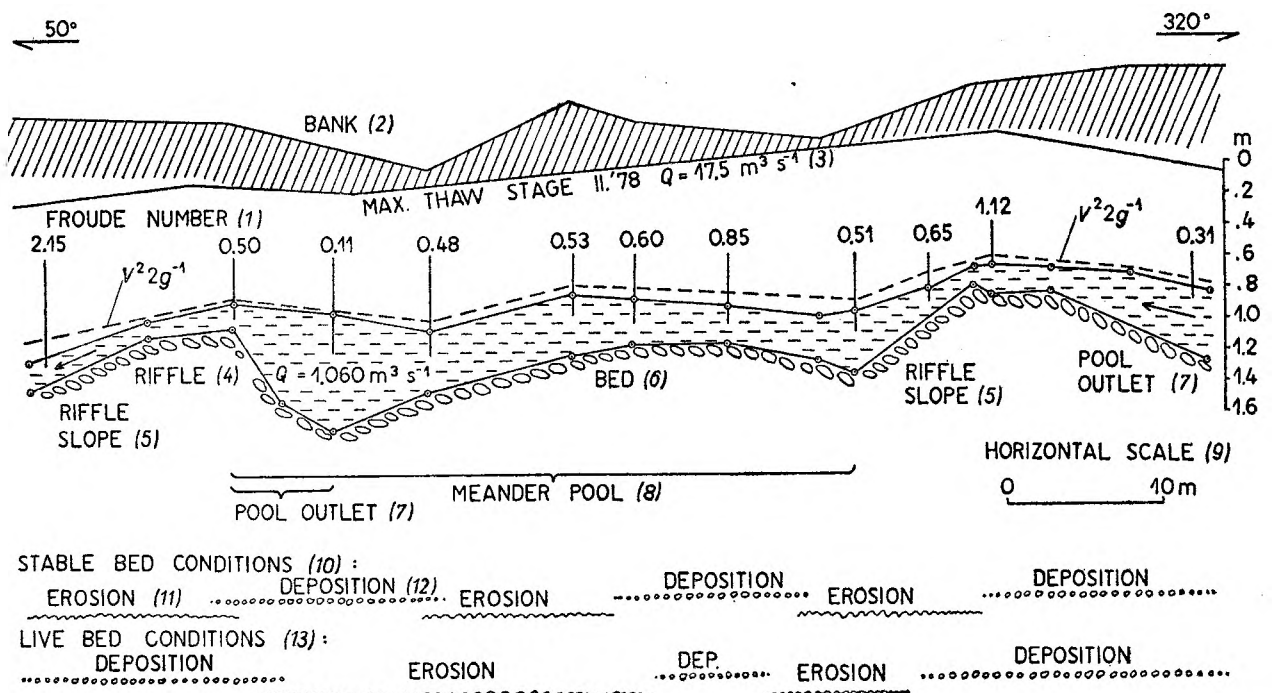


Fig. 12

Bed morphology, water surface, and velocity head in a meander bend, Bukówka study reach, meander B-1, River Bóbr

Measured in September 1978. Levelling by is the author. See text for details

Morfologia dna, powierzchnia swobodna wody i wysokość prędkości w meandrze, odcinek badawczy w Bukówce, Bóbr, meander B-1

1 - liczba Froude'a; 2 - brzeg prawy; 3 - maksymalny stan roztopowy; 4 - bystrzyk; 5 - sklon bystrzka; 6 - dno; 7 - wyjście z przegięcia meandrowego; 8 - przegięcie meandrowe; 9 - skala pozioma; 10 - warunki stabilnego dna; 11 - erozja; 12 - depozycja; 13 - warunki ruchomego dna. Pomiar we wrześniu 1978. Niwelacja autora. Objasnienia w tekście

decelerating flow was particularly characteristic of adverse slopes called here pool outlets (fig. 12). As a consequence, the velocity head, the Froude number and the bed shear stress were here at a minimum and fine-grained materials were slowly accumulating including sand, granules and silt (*cf.* Keller 1971, 1977; Keller and Melhorn 1978; Gustavson 1974). The deposition is here spoken of as a backward deposition in pools. Again there is a tendency for the pool outlets to migrate slowly upchannel.

To summarize, we can conclude that the meander pools are places in which kinetic energy of the flow changes to potential energy being at a maximum at the riffle crests occurring just downstream from the pools. In such a way the stream gains additional energy necessary to overcome additional friction resulted from the change in direction of the stream flowing in a rough channel. It may be also concluded that the places of maximum downward erosion described above coincide with those of maximum lateral erosion (see the preceding subsection).

On the other hand, the character of a nearly bankfull discharge was quite distinct (fig. 12). With such a discharge the capacity of riffle segments of the channel was much larger than that of meander pools (tab. 3; *cf.* Richards 1976a, c). As a consequence,

the flow velocity decreased over the riffles and the coarsest fractions of bed-load were dropped. The riffles grew both in the vertical and laterally. The deposition took place along the whole riffle surfaces, though it was more intense on their adverse (upstream dipping) slopes. The streamtube of maximum velocity tended to bifurcate by-passing the riffle crest. This resulted in lateral erosion (pl. IX, 3), which commonly occurred symmetrically along both channel banks (*cf.* Richards 1976c). In the channel segment illustrated in figure 12 the erosional effects were even larger than the effect of accumulation and the riffle capacity still increased during the high discharge. Leaving the riffle segment of the channel the flow underwent contraction in the meander pool (tab. 3; fig. 12). The flow velocity, the Froude number, and the bed shear stress increased markedly attaining their maximum values downstream from the bend axis, i.e. in the lower part of the pool. It is worth mentioning that the flow velocity was much higher in the pool than on the riffle; the phenomenon is known under the name of velocity reversal (Keller 1971, 1977; see also Gustavson 1974; Hooke 1974, 1975; Richards 1976a, c; Keller and Melhorn 1978). The result was a strong downward and lateral erosion of the channel bed and its outer cutbank, especially downstream from the bend axis. We can see again that during a bankfull discharge the zone of maximum downward erosion coincides with that of maximum lateral erosion (see the preceding subsection). A flood discharge results therefore in building up of the riffles and scouring the meander pools (Hooke 1974, 1975). The riffles grow both in the upchannel and downchannel direction, while the pools become deeper and their deepest segments migrate downchannel. Thus the meander pool outlets become steeper and shorter. Such a channel morphology, being the result of a flood discharge (Keller, Melhorn 1973), is relatively a permanent feature and does influence substantially the character of the between-flood flows. Some uncertainties arise, however, as to the problem how to explain the downchannel migration of the riffle slope during a flood discharge. It seems reasonable to suppose that it is controlled mostly by forces of inertia, which prevent part of fast moving gravels to stop on an upchannel-dipping riffle slope. For a more complete discussion as to the origin and behaviour of riffle-pool patterns the reader is referred to papers by: Friedkin 1945; Sundborg 1956; Leopold and Wolman 1957; Miller 1958; Dury 1967, 1971; Langbein and Leopold 1966; Leopold and Langbein 1966; Ackers and Charlton 1970; Keller 1971, 1972, 1977, 1978; Gustavson 1974; Church and Gilbert 1975; Richards 1976c; Keller and Melhorn 1978).

Table 3

Flow characteristics in a natural meander bend, River Bóbr, Bukówka study reach, meander B-1

Charakterystyka przepływu w naturalnym meandrze, Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce, meander B-1

Q [m ³ s ⁻¹]	C [m ²]	V_{mean} [m s ⁻¹]	$V^2 2g^{-1}$ [m]	Fr	Notes — uwagi
Riffle — bystrzyk					
1.060 ¹	1.505	0.84	0.0360	0.51	Eluviation, weak backward erosion
17.500 ²	10.2	1.72	0.1508	0.32	Deposition (cobbles, pebbles), bank erosion
Meander pool — przegłębienie meandrowe					
Bend axis — oś zakrętu					
1.060	1.034	1.23	0.0770	0.29	Deposition (sand, granules)
17.500	7.3	2.39	0.2911	0.57	Erosion of gravelly bed strong lateral erosion of loamy cutbank
Riffle — bystrzyk					
1.060	1.088	0.97	0.0480	0.64	Eluviation, backward erosion
17.500	10.9	1.61	0.1321	0.24	Deposition of cobbles and pebbles, bank erosion (symmetrical)

¹ Discharge great than mean, September 1978, $t = 13^\circ\text{C}$

² Nearly bankfull discharge of meltwaters, February 1978, $t = 2.5^\circ\text{C}$
C — channel capacity

It seems to be clear from the observations that the erosional and depositional modifications of a meandering channel are controlled by the discharge and stage. There is also increasing evidence that in flood the fluvial processes go on in an opposite direction as compared with mean discharges. The riffle-pool pattern may, therefore, be stationary for years and along the lower Złotna it was, in fact, almost stationary over the last 8-10 years. The pattern migrates slowly across the flood plain as the channel moves downvalley and laterally. The sedimentologic result of the process is generation within the channel-phase (substratum) deposits of elongated sediment bodies composed of variously textured sediments (Bluck 1971).

It is clear from the data presented in the appendix II that there are some substantial differences in capacity and flow character between straight and meandering segments of the same channel (*cf.* Langbein and Leopold 1966; Richards 1976a). During mean or rising discharges the straight-reach pools distinguish themselves in having capacities larger than those of the riffles. In meandering segments the reversal is true: the riffle capacity is as a rule larger than that of the pools. Consequently, the flow velocity, the Froude number and the bed shear stress in the straight pools are generally smaller than those observed in the meander pools. During mean stages downward erosion in the straight pools is restricted therefore to their upper portions.

Genetically, downward erosion is brought about by processes of turbulence similar to those described above (see fig. 7, 8, 11). Field observations and measurements have revealed that downward erosion is as a rule accompanied by lateral erosion though the reversal is not always true. Generally, the largest lateral retreats of the outer cutbanks have been noted close to the deepest pools but many exceptions to this rule have been found (in pseudomeanders, bank niches and some riffle segments, for instance).

In meander bends the rate of downward erosion depends on the intensity of flow perturbation which, in turn, is related to the geometry and roughness of the channel. It has been also found that the hydrodynamic thrust foster rapid erosion and that the rate of erosion is proportional to the angle of attack of the streamtube of maximum velocity (Friedkin 1945). The rollers generated at the river bank owing to the hydrodynamic thrust are very effective in scouring the channel bed and may be recorded both in bank and bed morphology (fig. 11).

In straight channels downward erosion may be either symmetrical or asymmetrical. Asymmetrical erosion may be controlled by boundary conditions,

for instance trees growing on one bank alone (fig. 6C, 4). However, even under such conditions asymmetrical erosion may lead to the formation of alternating pools and riffles. These are located at the opposite banks of the channel being spaced at intervals of 5–7 channel widths (*cf.* Leopold and Wolman 1957; Keller 1972, 1978; Keller and Melhorn 1978; Leopold and Langbein 1966). Asymmetrical erosion in straight channels is attributable to the meandering in plan of the streamtube of maximum velocity. The tendency to meandering appears to be directly proportional to the Froude number.

Symmetrical erosion in straight channels is manifested by the occurrence of large pools and wide riffles occupying the whole width of the channel. The features are 5–8 channel widths apart. It is suggested that such a pattern is genetically connected with the third-dimension meandering of the streamtube of maximum velocity (meandering in the vertical, *cf.* Yalin 1964, 1971, 1972; Yang 1971, Karcz 1971, Keller and Melhorn 1978). The pools are scoured by fast eddies acting at the toe of the riffle slopes. During a mean discharge the pools are places of free jet flow. This, expanding in relatively a large and deep pool, results in a complex three-dimensional system of secondary flows including the backflow circulation, the bankward directed flow, and the co-flow (A. K. Teisseyre 1978). Thus, during a mean or rised discharge, the pools are characteristically places of accumulation of microdelta-type sediment bodies.

During both the floods of 1977 the alluvial Złotna channel was eroded through the processes of eluviation, scouring, evorsion and corrasion. It seems reasonable to suppose that cavitation might also contribute to bank and bed erosion though I have found no conclusive evidence on this point (*cf.* Crickmay 1974). During the August flood mean velocity of the flood flow exceeded in some reaches 5 m s^{-1} and it is very likely that local momentary velocities were much higher approaching those necessary for cavitation (Hjulström 1935; Matthes 1947; Barnes 1956).

Another problem to be discussed briefly here is the geomorphologic and sedimentologic effect of a low discharge when the river carries almost clear water and the bed shear stress is at a minimum. Field investigations by the present author have indicated that such a discharge does result in erosion of alluvial bed and bank materials provided that the flow velocity exceeds that necessary for fine sand and mud to be transported and carried away. To investigate the problem a number of field tests were made of which two were performed on the lower Złotna. The test 1

was carried out at site 37 where the straight channel was built up of alluvial loam. Towards the end of May 1978, when rised spring stages subsided and the accelerated spring erosion ceased, the bed and banks were smoothed with shovel and two rows of steel rods were pressed in the loam perpendicularly to the channel axis. Also two levelled cross-sections were made along the rows. Three months later the profiles were surveyed again and a mean erosional loss of 15 mm (range: 0 to 28 mm) was noted. The erosional effect was almost uniformly distributed along the whole wetted perimeter. During the three month the discharge was less-than-mean ($Q = 0.242 - 0.360 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), the water was megascopically clear, the mean velocity ranged from 0.8 to 1.1 m s^{-1} , and the depth varied from 0.15 to 0.25 m. The result seems to suggest that a mean annual bank retreat attributable to a low discharge is here of the order of 0.06 m or 0.027 w (w — channel width) — a value corresponding to the minimum annual bank retreat, which for the lower Złotna amounts to ca. 0.02 w . However, the effect is small as compared with the effects of thermal erosion and winter destruction of the bank. For example, between 25 XII 1977 and 16 IV 1978 the mean bank retreat at site 37 was 10.5 cm (A. K. Teisseyre 1979; see also Inglis 1949; Wolman 1959; McDonald and Lewis 1973).

The test 2 was performed in a new artificial channel made by a bulldozer at the beginning of June 1978, between sites 9 and 15. The channel parameters were as follows: width ca. 3 m, depth about 0.15–0.25 m, cross-section rectangular, bottom even but rough, slope almost constant and a sinuous channel course. The banks and bed of the channel were composed of sand-filled pebble-cobble gravel of the top layers of the gravel plug. As a consequence of three months of low discharge (July–September 1978) the channel changed substantially. In straight segments the bed was lowered by some 0.1 m and the channel became concave in its cross-section. It means that the flow was able to erode and carry away of ca. 0.3 m^3 of gravel and sand per each running metre of the channel. The sedimentologic effect of the discharge was the formation of a channel pavement composed of strongly imbricated cobbles. However, paving of the channel did not protected the bed material against eluviation and a further downward erosion was noted after 6 months. In gentle bends the flow was nearly critical or even supercritical. It has been found that the streamtube of maximum velocity shifted in such bends towards the inner bank resulting in lateral erosion (mean bank retreat was of the order of 0.3–0.4 m). Still greater modifications have been observed in somewhat sharper bends re-

sembling natural meanders. As a consequence of the low discharge the outer cutbanks of the bends retreated by about 1 m, or 0.33 w , and an incipient point bars emerged at the inner banks. At the same time the curved channels become narrower by some 17% and up to 60–70% deeper than the original ones. It has been also found that downward erosion in the bends started in their lower portion (at the exit of the bends) and then the initial meander pools migrated upchannel (backward erosion along what resembles a riffle slope). As a result the channel slope increased markedly within the meander bends and the mean flow velocities increased up to 1.5 m s^{-1} (flow velocity in straight segments of the channel were of the order of 0.9 to 1.1 m s^{-1}). It is also evident from the field measurements that erosion occasioned by critical or slightly supercritical flow in gentle bends was much less intense than in the meander bends where the flow was subcritical but strongly disturbed. The volume of coarse detrital material (gravel, sand) removed from the meander bends amounted to 0.93 m^3 per each running metre of the channel (of which lateral erosion produced 0.5 m^3 and downward erosion 0.43 m^3). Thus it can be demonstrated that the rate of erosion in the meander bends was up to three times the rate of erosion in the straight segments of the channel (*cf.* Shepherd and Schumm 1974) and almost twice the rate of erosion in the gentle bends (initial pseudomeanders).

The observations may be summarized as follows:

1. A steep-gradient mountain river carries detrital material under a wide range of discharges and flow velocities. A true non-scouring velocity approaches the minimum local non-silting velocity;
2. During low discharges the source of detrital material is the channel itself including fine bank- and bed materials and sand-filled accumulations of gravel inherited from periods of a higher discharge;
3. The concept of an equilibrium channel, which only transports detrital material without scour and deposition, may be applied only to short reaches of a stream and seems to be limited to a certain discharge. In the area studied by the author such reaches are no longer than two or three hundred metres;
4. A real non-scouring velocity is a local feature depending on the grain size and cohesion of bank and bed materials. With banks composed of sand and alluvial loam scouring does not occur if the mean velocity is less than that necessary for transportation of fine sand (*cf.* Daniel 1971).

Another problem of great theoretical and practical importance is the behaviour of an overloaded flow. In the area studied overloaded flows occurred during the August flood in those reaches where gravel-plug

deposits have developed (on the Miskowice Fan between sites 9 and 14). Direct field measurements by the author have indicated that a considerable lateral erosion of alluvial banks was brought about by such flows. That the erosion was simultaneous with the formation of the gravel plugs is documented by the presence of blocks of alluvial loam scattered throughout the deposits. Numerous blocks of sod or alluvial loam (armored mud balls) have been also observed at the surface of the deposits. On the Miskowice Fan the blocks were particularly abundant in channel-plug gravels below the pseudomeander M-11 (site 11). The plug originated within hours after peak discharge had passed through the reach. It is also evident that the subsiding discharge which accumulated the gravel was indeed strongly overloaded (at least with respect to bed load). To summarize, we may conclude that lateral erosion occasioned by an overloaded discharge is connected genetically with accumulation within the channel of a coarse bed-load material. It means that the depth of flow decreases and the flow velocity increases. However, higher velocities under conditions of lower depth imply an increase in shear stress along the bed and banks and, consequently, lateral erosion of bank materials, which as a rule are much finer than the channel lag deposits (*cf.* H. T. U. Smith 1940; Lane and Borland 1953; Leopold and Wolman 1957; Maddock Jr. 1969). Similar phenomena have been also observed in braided channels (Hjulström *et al.* 1954, Krigström 1962; Fahnestock 1963; Scott and Gravlee 1968; Klimek 1972, 1974; McDonald and Lewis 1973; Bluck 1974, 1976; Womack and Schumm 1977). That lateral erosion, may be simultaneous with deposition in a flume river, has been also demonstrated experimentally by Shepherd and Schumm (1974).

Morphologically, the pools are generally less varied than the outer cutbanks. With the exception of symmetrical pools these are troughs elongated parallel to the channel banks. A low-discharge thalweg path has as a rule larger sinuosity as compared with the sinuosity of the geometric axis of a channel. Pseudomeanders are in fact large pools occupying the whole channel width. After a flood these are removed of fine-grained deposits accumulated here in a between-flood period.

The rate of downward erosion can be best established using levelled cross-sections made before and after a flood. However, there are also some indirect methods as hanging or undermined designs, eversion troughs (potholes), thick post-flood deposits accumulated in the form of a microdelta and relics of a bed from before a flood (fig. 13). Figure 13A and B illustrates also the geomorphologic effects of the two floods of

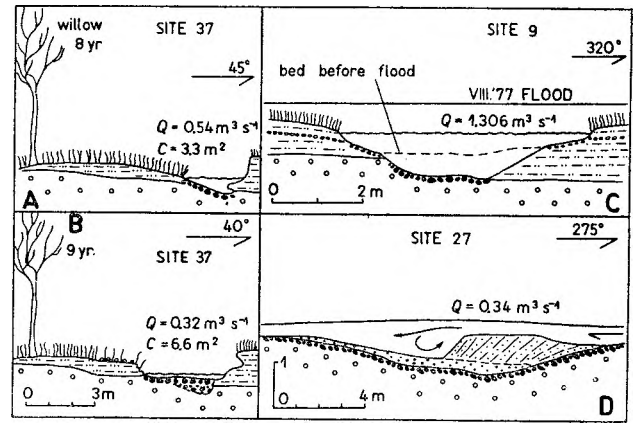


Fig. 13

Direct and indirect evidence of downward erosion occasioned by flood discharge

A, B — direct evidence of scour — levelled cross-sections before (A, June 1977) and after the August flood (B, September 1977). Cross-section A shows channel morphology after the May flood — note bank niche in the deepened channel. C — channel capacity. C, D — indirect evidence of scour: relics of original bed from before flood (C, September 1977) and thick recent accumulation of a microdelta-type (D). Thickness of the microdelta is almost equal to the depth of scour. Levelling is by the author

Bezpośrednie i pośrednie dowody erozji dennej spowodowanej przez falę powodziową

A, B — bezpośredni dowód — przekroje poprzeczne koryta wykonane przed powodzią sierpniową (A, czerwiec 1977) i po powodzi (B, wrzesień 1977). Przekrój A pokazuje koryto pogłębione przez powódź majową, widoczna jest niska brzegowa. C — powierzchnia przekroju koryta. C, D — pośrednie dowody erozji dennej spowodowanej przez powódź: relikty dawnego dna sprzed powodzi (C, linia przerywana, wrzesień 1977) oraz mięszce, aktywne łachy o charakterze mikrodelty (D). Mięszczość mikrodelty jest prawie równa głębokości rozmycia. Niwelacja autora. Duże liczby oznaczają lokalizację punktów

1977. The lower May flood (relatively a low bed-load discharge) resulted in deepening of the channel and gave rise to the formation of a coarse channel pavement. The rate of lateral erosion was relatively small. On the other hand, as a consequence of the higher August flood (exceptionally high sediment discharge) the deep pools inherited from the May flood became infilled with coarse gravel (channel-lag deposit). The channel became shallower but its capacity increased by about 100% owing to a strong lateral erosion. Such relationships may be thought to be characteristic not only of the Miskowice Fan but also of another alluvial fans investigated by the author and described from other countries (*cf.* Maddock Jr. 1969, Burkham 1972, 1976; Emmett 1975).

On the Miskowice Fan a general tendency to aggradation within the channel was observed both above and below the gravelly channel plug. Levelled profiles have demonstrated that after the August flood the bed level below the plug rose by some 0.1—0.3 m as compared with profiles made after the May flood. It can be also concluded from the field measurements that large scour holes found around large obstacles were as a rule deeper (by about 40%) than the accompanying pools. The observations agree

well with a principle known since a long time that low floods tend to deepen the channel with moderate bank erosion and that the reversal is true of high or catastrophic floods (Zierhoffer 1935; Emmett 1975; Burkham 1972; Klimaszewski 1978).

EROSION RELATED TO LARGE OBSTACLES (pl. VIII)

Large natural scours are distinct from small scour crescents and the difference between the two is not only the matter of scale of the features (cf. Karcz 1968; Richardson 1968; McDonald and Banerjee 1971; Rachocki 1974; A. K. Teisseyre 1977b). Also they differ somewhat from large scour holes which develop around bridge piers and other designs (Henderson 1966). Large scours are common features of fluvial deposits and, in so being, are much more important for paleohydraulic and environmental interpretations than their small-scale counterparts.

The large scours are commonly asymmetrical features for they are connected genetically with large obstacles occurring particularly at a channel bank like old trees, for instance. A large scour originated during the August flood in the straight segment of the Zlotna (site 2) is shown in figure 14. The following elements can be distinguished here (fig. 14A): The obstacle — a tree trunk (1) — together with a small plant jam superposed on it, the frontal scour (2), the lateral scour or trough (3) with its right-bank counterpart in the form of shallow wash-outs (4), the back scour (5), which originally was much longer extending downchannel over a distance corresponding in length to the large sediment shadow (6), which is here a post-flood feature. An additional feature, which commonly develops in front of such large scours, is the elongated frontal bar (7). This may occur either at the channel bank (a channel-edge bar) or along its axis (a mid-chan-

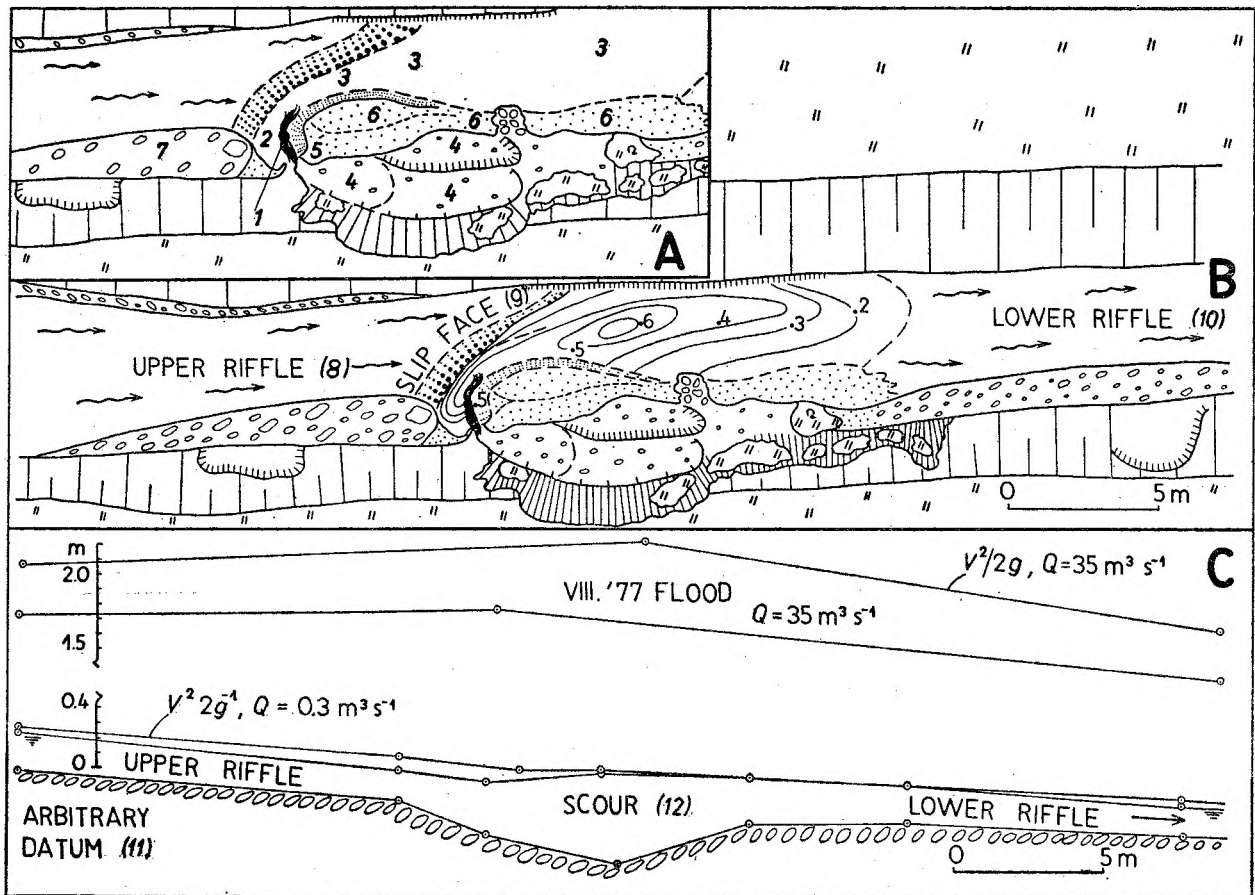


Fig. 14

Scour around a large obstacle, site 2. See text for details. Mapping and levelling is by the author. Scour in figure B is contoured at 0.1 m intervals

Rozmywanie dna i brzegów dookoła dużej przeszkody, punkt 2. Plan i niwelacja według autora. Warstwy w rozmyciu na figurze B co 0,1 m

1 — przeszkoda — pień drzewa i zator roślinny; 2 — rozmycie czołowe; 3 — rozmycie boczne w korycie; 4 — rozmycie boczne w brzegu; 5 — rozmycie tylne; 6 — drobnoziarnista zaspą tylną; 7 — zaspą (tacha) czołową; 8 — górny bystrzyk; 9 — ściana zsypu; 10 — dolny bystrzyk; 11 — punkt odniesienia niwelacji; 12 — rozmycie

nel bar). Some of the morphological elements are also shown in a cross-section (fig. 15).

Considerable flow perturbation is brought about by large obstacles situated within a high-stage channel. At site 2 this resulted in non-uniform character of the flood flow, which elsewhere was practically uniform subcritical. A decelerating non-uniform flow occurred above the obstacle with the resultant deposition of part of a coarse bed-load in the form of the upper riffle and the elongated frontal bar (fig. 14, 15). The frontal scour was produced by a large stationary roller, while the lateral scours were eroded by fast wandering vortexes generated at the downstream edges of the plant jam. The back scour, which was deeper than the frontal one, indicates the zone of maximum turbulence just behind the plant jam. The upper part of the deep lateral scour corresponds to the zone of accelerated flow, while the lower riffle was again the area of deposition under conditions of decelerating flow (fig. 14). A large separation bubble occurred behind the plant jam. This was the area of a considerable turbulence and strong secondary currents. Fast vortexes operating within this zone were able to erode the channel bed composed of a cobble-boulder gravel. The existence in flood of the stationary frontal roller can also account for the development of a steep gravelly slip face (fig. 14) at the riffle/pool junction. In fact, the slip face was a surface of dynamic equilibrium: the rate of supply of bed-load from the above was here balanced by the rate of its removal by the roller.

Another large scour caused by a tree felled during the August flood crosswise the channel is illustrated in figure 16. Originally the tree bridged over the river acting as a sluice gate. Above the tree the flow was non-uniform, decelerating, subcritical, with

the resultant deposition of a coarse bed-load material in the form of a long riffle (fig. 16). Part of the flood discharge was deflected towards the left bank due to the flood discharge from the mill-race and the choke effect exerted by the felled tree. The deflected flow resulted in a large bank scour seen on the left bank of the river. The bank niche was floored by coarse, strongly imbricated, tightly packed gravel. On the right bank of the channel shallow bank niches originated. Behind the tree trunk a gravelly sediment shadow was accumulated. Below the tree the flow was supercritical, particularly over the steep riffle slope. The accelerated flow caused scouring of the channel bed and long crevasses originated in the undermined left bank of the channel. Partial damming of the flood discharge by the tree resulted in overtopping of the right bank and much water escaped here from the channel.

The flow pattern around a large obstacle situated within the channel may be more or less symmetrical (pl. VIII, 3, 4). In front of such an obstacle a natural abutment commonly develops on a gravelly bed. This is a triangular in plan bedform composed of coarse, strongly imbricated gravel. It corresponds to the zone of zero velocity and maximum pressure in front of the obstacle. The natural abutment may be simply remnant of the bed from before a flood but may be in part enlarged through addition of a coarse gravel. Similar structures may be also observed on a sandy bed. However, sandy abutments are very transitory features and disappear within seconds from the beginning of the experiment. A considerable difference in pressure between the front and the back side of an obstacle may be responsible for a very close packing and strong imbrication of gravelly abutments

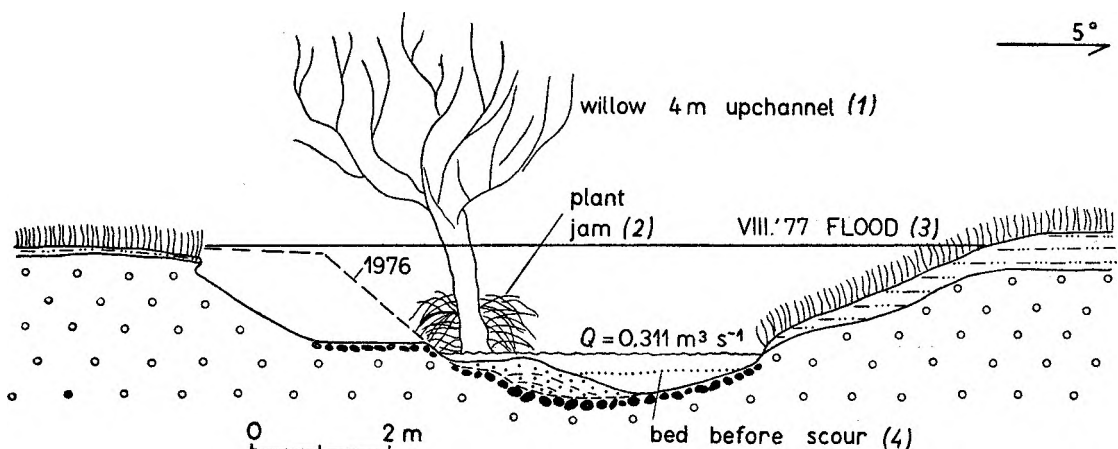


Fig. 15

Cross-section through the large scour shown in figure 14. Levelling by the author

Przekrój przez duży ślad opływanca pokazany na figurze 14. Niwelacja autora

1 - wierzba 4 m w górę koryta; 2 - zator roślinny; 3 - poziom powodzi z sierpnia 1977; 4 - dno przed rozmyciem

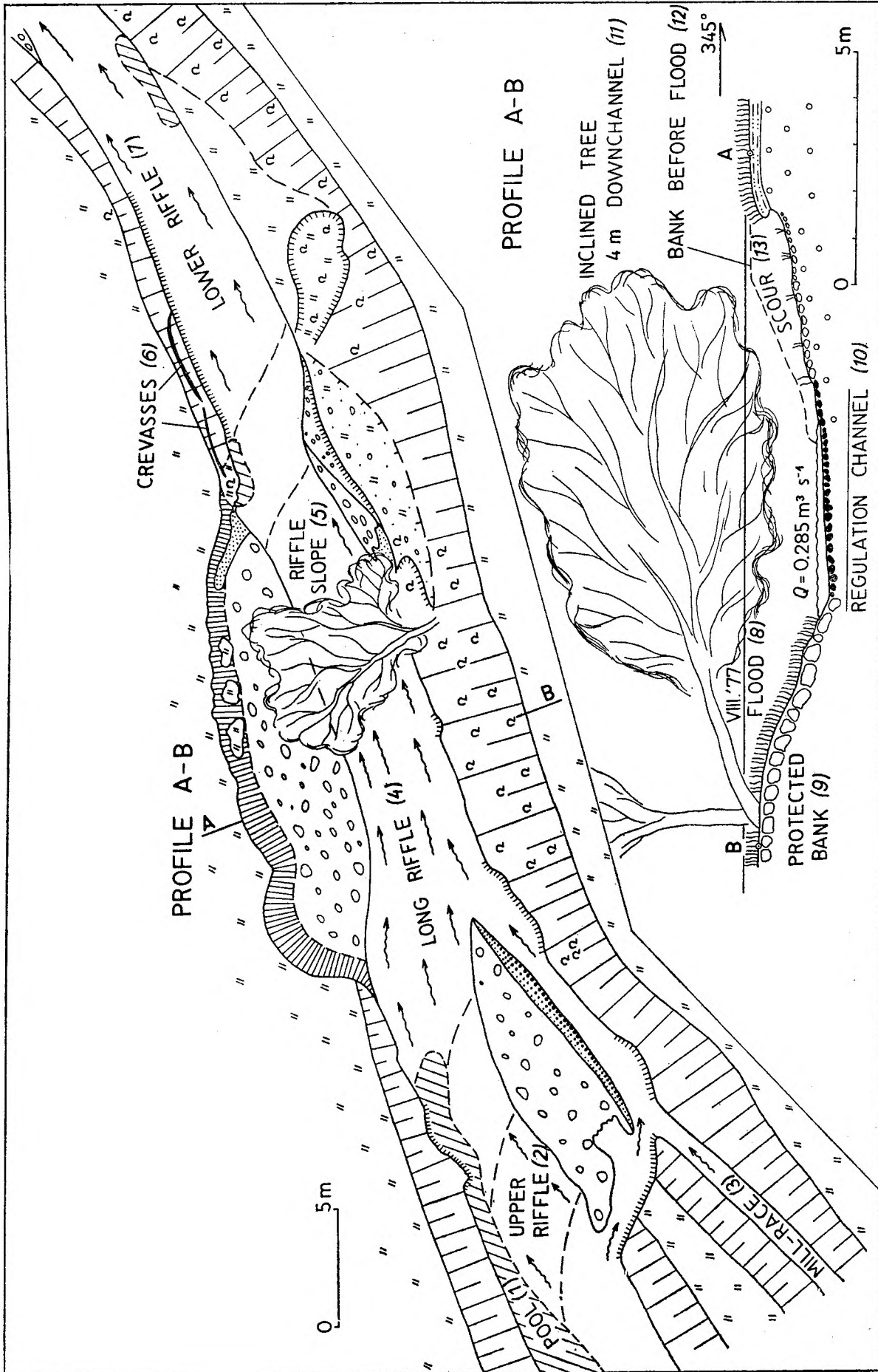


Fig. 16

Scour around a sluicelike obstacle, site 5. See text for details. Mapping and levelling is by the author

Rozmycia dookoła przeszkody przypominającej zastawkę, punkt 5. Plan i niwelacja autora

1 - przegłębienie korytwa; 2 - górny bystrzyk; 3 - młynówka; 4 - długi bystrzyk; 5 - skłony bystrzyka; 6 - szczeliny; 7 - dolny bystrzyk; 8 - poziom wód powodziowych; 9 - brzeg umocniony narzutem; 10 - koryto uregulowane; 11 - nachylone drzewo 4 m w dół koryta; 12 - rozmycie. Dalsze objaśnienia w tekście

as well as the extremely compact structure of plant jams superposed on them.

Field measurements made on the lower Złotna and other Sudetic rivers have indicated that with live-bed conditions (i.e. in flood or at a high rise in stage) the depth of the scours depends on the degree of flow perturbation and the transporting ability of the stream (cf. Laursen 1952). With mean discharge and stable gravelly bed, on the other hand, the depth of the scours is inversely proportional to the grain size of the bed material. Both the principles have been long known from the engineering practice (cf. Henderson 1966). The degree of flow perturbation is related among other things to the surface of the obstacle, the obstacle-nose geometry and the angle of attack of the flow.

SCOUR OUTSIDE THE ACTIVE CHANNEL

The water flowing during the floods round the fan surface caused deposition rather than scouring. In particular, deposition exceeded strongly erosion during the August flood. The rate of deposition attained its maximum just after a peak discharge and diminished gradually to a practically unimportant value within two days (August 2–3, 1977). Local scours developed at that time only within the incised meander belt (sites 21 and 22, fig. 5). Two or three wash-outs originated there in gravels and sands of an inactive point bar (site 21). The features were up to 2 m long, some 0.7–0.9 m wide and up to 0.5 m deep. In a longitudinal section they were characteristically asymmetrical with the deepest part situated just downstream from a steep head cutting.

On the other hand, intense erosion affected newly emerged flood deposits, particularly on the central segment of the fan (cf. Bluck 1964). Plugging of the pre-flood channel over a distance of some 130 m constrained the water to flow on the fan surface until a new channel was made by a bulldozer at the beginning of June 1978. As a consequence, natural levee and crevasse-splay deposits underwent partial erosion and a pattern of shallow braids originated within hours after the surface had emerged. The braided pattern was restricted to the central segment of the Miskowice Fan covered by the flood deposits (fig. 5). Below the lower extent of the continuous sediment cover the water flowed along stormwater ditches and in part also in shallow depressions after abandoned meandering channels.

Another interesting problem to be discussed briefly here is the post-flood evolution of the channel pattern modified essentially by the catastrophic August flood. It is evident from field observations gathered during ten months (August 1977–June 1978) that the braided pattern originated on the central part of the fan was unstable. Downward erosion occasioned by the sediment-poor post-flood discharge initiated several incipient gullies on the fan surface. The longest of them was observed just below site 10 where a new incised channel was cut into alluvial loam at a rate of ca. 0.05 m/month. At the same time beds of the braided channels underlain by pebble gravels and sands (mostly natural levee deposits) were also subjected to scouring with the total resultant lowering of some 0.05–0.1 m (or 0.005–0.01 m/month on the average). Consequently, many braided channels disappeared being drained by the larger

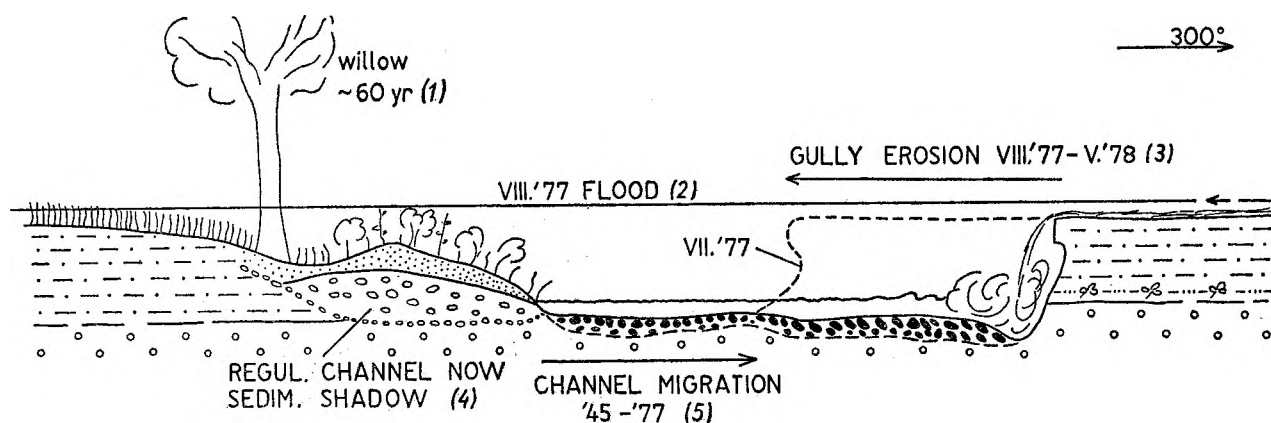


Fig. 17

Incipient gully erosion, site 22. See text for details

Zaczątkowy wąwóz, punkt 22

1 — wierzba ok. 60 lat; 2 — poziom wód powodziowych; 3 — erozja wąwózowa; 4 — koryto uregulowane, obecnie wypełnione dużą zaspą tylną; 5 — migracja koryta w okresie 1945-1977

and deeper ones. Downfan from the lower extent of the flood deposits the channel beds were grassy. During the ten months only a thin layer of soil was removed from between grass blades, while the underlying soil was effectively protected against erosion by grass roots. Inspection of another alluvial fan has indicated that the protective role of grass roots continues long after submergence (even three or four years, *cf.* D. G. Smith 1976).

It is worth mentioning that gully erosion started on a larger scale at site 22 (fig. 5) where the largest part of the water came back to the Złotna channel (pl. IX, 1). Here a large bank niche originated during the August flood changed soon into an incipient gully (fig. 17). The headcut of the gully retreated during the ten months by about 3.6 m. It suggests a mean annual rate of backward erosion of the order of 5 m/yr. The volume of detrital material thus removed amounted to some 22.5 m³, mostly of alluvial loam and sand (18 m³). The backward erosion of the gully headcut would produce a new, incised, low sinuosity channel. In fact, similar gullies by-passing gravelly plugs have been observed by the author on another Sudetic fans (many examples of such

gullies are known from the literature, e.g. Happ *et al.* 1940; Schumm 1961; Schumm and Parker 1973; Wasson 1974, 1977; Patton and Schumm 1975; Womack and Schumm 1977). Field observations seem also to indicate that the process of gully erosion goes on rather fast. The gullies are, however, unstable features and tend to change into incised meandering streams of a progressively increasing sinuosity. For example, a small alluvial fan on the Polska Woda brook (near Bogaczowice, Central Sudetes) plugged during the high flood of 1965 was dissected owing to gully erosion within several years after the flood. The formation of a new incised channel on the Miskowice Fan would last no longer than several tens of years. The rate of gully erosion depends on the discharge, slope and bed material. The tendency to meandering of the incised stream is governed by both the slope and the bed material. With cohesive or rocky bank materials the tendency to meandering increases with increasing slope until a certain critical slope is reached. On the Sudetic streams a well developed meander belt may originate at the expense of a mature gully within several tens of years (*cf.* A. K. Teisseyre 1977c).

SUMMARY ON EROSION

EROSION AND DEPOSITION ON THE FAN. EROSION AS A SOURCE OF LOAD

From the geomorphologic and sedimentologic point of view it is interesting to compare the erosional and depositional effects of the August flood. Unfortunately, the problem cannot be fully solved for the amount of suspended load supplied to the Miskowice Fan as well as that passed through the Bukówka Dam is poorly known. The volume of detrital material (gravel > sand > mud) deposited on the Miskowice Fan amounted to ca. 4,000–5,000 m³. The Złotna supplied also detrital material to the Bóbr and a large part of the Bóbr gravels deposited in the Bukówka study reach came from the Złotna drainage basin. The volume of the material was estimated to be of the order of 300–500 m³. Thus we may assume that the total amount of bed-load supplied to the Miskowice Fan during the flood was of the order of 5,000–6,000 m³. It may be also suggested that some 85% of the material was dropped by the flood on the fan, mostly on its central segment.

At the same time lateral and downward erosion along the Złotna channel yielded significant amounts of detrital material. During the August flood lateral erosion supplied at least 185 m³ of alluvial loam and

sand and up to 86 m³ of gravel. The volume of gravel yielded by downward erosion was estimated roughly to be of the order of 90 m³. Thus within the Miskowice Fan some 360–400 m³ of detrital material was added to the flood load. The distance of travel of the coarse gravel eroded within the channel was rather short and it was re-deposited for the most part in the channel itself or in a close proximity to it. Alluvial loam and sand, on the other hand, were transported farther on as a suspended load a significant portion of which passed through the Bukówka Dam. To summarize we can conclude that passing through the Miskowice Fan the Złotna changed in character from a bed-load to a mixed-load stream. The same seems to be true of the upper Bóbr. The change in character of load is manifested both in the composition of the valley-floor alluvial deposits, the valley slope and the channel pattern itself (*cf.* Eiju Yatsu 1955; Leopold and Miller 1956). The layer of alluvial loam increases in thickness from 0.2–0.5 m at the fan head to 1.5–2.5 m at the fan base. In the valley of the upper Bóbr the loam is also much thicker below the Miskowice Fan (*cf.* D. G. Smith 1974). The increase in thickness of the alluvial loam as well as in silt-clay content is also reflected in the channel pattern of both the rivers. Below the river confluence

a regular meandering pattern existed prior to regulation (fig. 2). An original channel sinuosity of the meandering stretch was up to 2.5–3 and a well-developed meander belt occupied the whole flat valley floor between the Zadzierna Mt. and the Zameczek Mt. (fig. 2). Moreover, the break in slope in the fanbase area may be also ascribed to the change in streams' load (Eiju Yatsu 1955).

Field observations performed by the author between 1971 and 1978 have demonstrated that deposition of the majority of coarse bed-load material on the Miskowice Fan has a strong influence on the stability of the Bóbr channel below the fan. The relative rate of bank migration (computed in relation to a local channel width) of the Bóbr is less than that of the lower Złotna (in spite of larger discharge in the Bóbr). We should remember, however, that this is true of summer floods but not of thaw floods and thermal erosion. Furthermore, it can be also demonstrated that flood losses connected with the accumulation on a flood plain of crevasse-splay and natural levee deposits are much less below the fan. Thus in mountain areas alluvial fans may play a positive role as natural traps of coarse bed-load material. The accumulation on an alluvial fan of the coarse material is much more favourable than the deposition above antidebris steps. First, the "capacity" of an alluvial fan is considerable as compared with ordinary antidebris steps. Second, the accumulation on an alluvial fan causes only a slow aggradation and, consequently, produces a small backwater effect. Third, gravels and sands accumulated on alluvial fans may be mined with ease to be utilized as aggregate for concrete, mortar or other purposes. It is also postulated that deposition on alluvial fans may be a man-controlled phenomenon though further laboratory and field investigations are needed to elaborate the problem from economic, engineering and geomorphologic points of view.

EROSION AND THE STABILITY OF STRAIGHT CHANNELS (pl. X, 1, 2)

As it has been mentioned above the artificial Złotna channel between sites 1 and 3 was stable during both the floods. The hydraulic parameters of the channel were as follows: mean width (at mean stage) about 3–4 m, mean depth 0.2–0.3 m, mean bankfull depth 1.4–1.5 m, bankfull capacity 10–15 m², slope 0.0087, straight course, cross-section trapezoidal (pl. X, 1), bed material composed of imbricated cobbles and boulders. During a low discharge the reach looked like a long riffle. During the August flood the flow within this channel was subcritical

(Q_{\max} ca. 35–40 m³s⁻¹, V_{mean} 2.5–3.5 m s⁻¹, d 1.45 m, Fr 0.46–0.89, $V^2/2g$ 0.3186–0.6244). With quasi-steady discharge (in short time spans) the flow was practically uniform. In other words, during the August flood the channel attained a normal slope and depth (*cf.* Bakhmeteff 1932). It is also suggested that similar conditions prevailed during other floods since the regulation of the channel at the beginning of the XX century. Moreover, the channel capacity was large enough to contain the whole flood discharge, which during the August flood was slightly less-than-bankfull. The flow was able to transport through the channel a considerable amount of detrital material without net erosion or deposition (with the exception of the large scour illustrated in figure 14).

However, the stable character of the channel does not mean that the channel bed was stationary during the floods. On the contrary, there are several lines of evidence suggesting that the bed was indeed living. During the August flood the bed material was replaced (petrographic investigations have indicated that the bed gravels changed in composition after the August flood). The observations support a long known principle, namely, that a stable bed is, in fact, that of a true dynamic equilibrium: the amount of material scoured from the bed must be equal to the volume of material dropped by the flow (Henderson 1966).

The character of the flood flow changed substantially at the first bend of the channel (site 3). The flow was no longer uniform. A decelerating flow above the bend axis caused deposition of part of the coarsest bed-load in the form of a riffle and an incipient point bar (site 3). Downchannel from the bend axis the flow became higher-than-bankfull and part of the discharge escaped from the channel. Below the bend axis intense lateral and downward erosion was brought about by an accelerating non-uniform flow. Similar flow perturbations occurred in the straight reach below site 4 as well as in other straight reaches of the lower Złotna. These unstable channels were characterized by slopes greater than that of the stable channel from one hand, and by depths and capacities smaller than those of the stable channel, from the other hand (tab. 4). The non-uniform flow caused erosion and deposition which, in turn, led to the formation within the straight reaches of riffle-pool patterns (pl. X, 2; tab. 4). Thus the appearance within a straight artificial channel of a riffle-pool pattern may be thought to be the first symptom of channel instability. A straight channel with riffles and pools is a self-perturbing system and will tend to develop meander bends. The re-establishment of a new meandering channel at

Table 4

Characteristics of straight reaches of the lower Złotna, Miszkowice Fan
 Charakterystyka prostych odcinków dolnej Złotnej, stożek Miszkowic

Site Lokalizacja	Slope Spadek	Channel width [m] Szerokość koryta		Channel depth [m] Głębokość koryta		Channel capacity bankfull stage [m ²] Pojemność koryta stan pełnokorytowy	Erosion Erozja	Deposition Depozycja	Pool/riffle pattern Układy bystrzyk przełębie
		mean stage stan średni	bankfull stage stan pełnokorytowy	mean stage stan średni	bankfull stage stan pełnokorytowy				
2a	0.0087	4.0	9.25	0.2	1.45	12.95	No	No	No, stable channel
5	0.0189	4.2	5.7	0.25	1.45	8.27	Weak, lateral	Weak, asymmetrical	Yes, incipient
6	0.0155	3.5	9.5	0.25	0.64	6.08	Weak, lateral and downward	Incipient transverse bars, lateral bars	Yes, symmetrical, passing downchannel into asymmetrical
9	0.0188	4.5	11.5	0.30	1.40	16.10	Strong downward erosion	Transverse bars	Yes, symmetrical
10	0.0122	4.8	9.8	0.25	0.90	8.82	Strong lateral, weak downward	Mid-channel bar lateral bar	Yes, well-developed asymmetrical
23	0.0211	3.5	9.25	0.22	0.67	6.20	Weak asymmetrical	Lateral bars	Yes, well-developed asymmetrical
34	0.0121	3.25	6.0	0.30	0.77	4.62	Weak, asymmetrical	Lateral bars, transverse bars	Yes, incipient asymmetrical

the expense of a straight artificial one is governed primarily by the slope and the water and sediment discharge. In fact, a stable channel of a mountain stream is that stable during a flood discharge or, strictly speaking, under live-bed conditions. This is the case because such channels are modified significantly during a flood discharge. Coarse-grained bedforms originated during a flood cannot be removed totally under conditions of a low discharge. Low-discharge bedforms, on the other hand, may be easily eroded by a flood discharge. The observations do not confirm Miller's conclusion (1958) that the lack in a mountain stream of riffles and pools reflects the deficiency in transportation of a bed-load material. Rather, it seems to be indicative of a stable channel under conditions of uniform sediment and water discharge like in the straight reach of the lower Złotna.

In the second straight reach between sites 4 and 9 deposition during the floods exceeded slightly erosion with the resultant shallowing of the channel. Consequently, the channel capacity (and water discharge) decreased progressively leading to the increase in concentration of bed-load in the downfan direction.

Below site 9 the concentration was so great that the channel was subjected to plugging with a coarse gravel.

The investigations seem to suggest that the main requirements for a stable straight channel are the following:

1. Slope and depth normal during a bankfull discharge (i.e. uniform character of sediment and water discharge, *cf.* Lane 1935);

2. Capacity large enough to contain the whole discharge or such part of it as to ensure a continuous and undisturbed transportation of bed-load (Lane 1935);

3. Channel roughness as small as possible (no sharp bends, no channel constrictions, no old trees within a high-stage channel);

4. A straight, wide channel seems to be the most favourable geometry for high sediment and water discharges (Burkham 1976).

For a more complete treatment of the subject the reader is referred to papers by: Lane 1935, 1957; Leopold and Maddock 1953; Leopold and Wolman 1960; Henderson 1961, 1963; Leopold and Langbein 1966; Langbein and Leopold 1966; Callander 1969;

Maddock Jr. 1969; Ackers and Charlton 1970; Schumm 1972; Schumm and Khan 1972; Richards 1972, 1976c; Church and Gilbert 1975; Burkham 1976; Schumm and Beathard 1976; Keller 1978.

EROSION AND CHANNEL MEANDERING.
THE STABILITY OF MEANDERING CHANNELS
(pl. X, 3, 4)

One of the most characteristic features of a meandering stream is that migrating across a flood plain it keeps its channel width roughly fixed (Leopold and Wolman 1957). It means that the erosional retreat at the outer cutbank is balanced (in plan at least) by the accretion of detrital material at the inner bank. In other words, the point bar migrates at roughly the same rate as the outer cutbank. Field observations indicate that such a state of quasi-equilibrium may be really attained by many mountain meandering streams. The equilibrium depends on the resultant effect of erosion and accumulation and, therefore, is controlled by the character of load and the sediment discharge. With mountain meandering streams the character of load is, however, of particular importance (Keller 1973). This is so because point bars of a mountain stream are composed mostly (if not exclusively) of gravels transported as a bed-load. This is true of almost all the bar platforms and the majority of supraplatform bars. Thus a mountain stream carrying very small amounts of bed-load cannot develop regular meanders although it may develop incised meanders or rocky meanders. A mountain stream carrying too small amounts of bed-load will tend to deepen its channel until a substratum layer composed of gravel is reached. This may well account for a well-known fact that after regulation and protection of hillslopes against erosion the Sudetic rivers started to cut up their own alluvia. As a consequence, the layer of alluvial loam was dissected within few tens of years (cf. A. K. Teisseyre 1977c). Similar processes affect also river channels below dams (cf. Gregory 1976, 1977a). The observations clearly indicate that bed-load is in part at least supplied to a meandering stream as a result of lateral and downward erosion of its own alluvia. The process may be spoken of as auto-feeding as opposed to the supply of a load from the above. In order to analyse the role played by auto-feeding in the process of channel meandering we may discuss three simple cases.

Case I — corresponds to a meandering stream, which carries a strongly overloaded flood discharge (example: the lower Złotna between sites 9 and 13). The rate of supply of a bed-load material exceeds the transporting ability of the stream. The result

is rapid accumulation within the channel of a coarse bed-load in the form of transverse bars, large bed-diment shadows and gravelly point bars. In a certain place (usually within a sharp bend) the channel becomes plugged with gravel; then the gravelly plug grows fast upchannel. A meandering channel undergoes infilling with gravel up to the level of a flood plain. In this case deposition strongly exceeds erosion ($D \gg E$). Under such conditions a meandering channel is extremely unstable being replaced within hours or days by a braided pattern (cf. Hjulström 1952; Hjulström *et al.* 1954; Lane and Borland 1953; Leopold and Wolman 1960; Schumm and Lichty 1963; Ackers and Charlton 1970; D. G. Smith 1974).

Case II — a meandering channel carries a flood discharge whose load only locally and slightly exceeds the transporting ability of the flow (example: meandering stretch of the Bóbr below the Złotna mouth). Under such conditions a mountain stream may develop regular meanders. The erosional retreat of outer cutbanks may be roughly balanced (in plan at least) by the growth of gravelly bar platforms. The rate of channel migration may be large — up to $0.4 w$ during a flood (w — channel width). At the same time a considerable vertical accretion may take place on older bar platforms as well as on supraplatform bars. During a flood these may grow in height up to the level of a flood plain. Vertical accretion of the supraplatform bars results, however, in partial choking of a flood discharge which, in turn, increases the rate of erosion along the outer cutbanks. Generally, erosion is roughly balanced by deposition ($E \approx D$). However, under such conditions a meandering channel is locally unstable and may degenerate owing to chute or neck cut-off (cf. A. K. Teisseyre 1977a).

Case III — a meandering channel carries a flood discharge deficient in bed-load (examples: meandering channels below antidebris steps). This is the case in which erosion exceeds deposition ($E > D$), at least during first stages of a flood. The channel may soon become too wide to maintain its meandering character and complex braided-meandering or braided patterns develop (cf. Leopold and Wolman 1957; Hickin 1969; Engelund and Skovgaard 1973). The behaviour of such a channel is complex as there is a general tendency to downward erosion and in some places at least to lateral erosion along inner banks. This may result in partial destruction of point bars. In steep-sloped valleys incised meanders may develop. Field observations gathered during and after the August flood seem to suggest that a meandering channel degenerates if channel migration during a flood exceeds $0.5 w$ (w — channel width) being unbalanced

by a simultaneous growth of the point bar (*cf.* Fisk, 1947, 1951; Leopold and Wolman 1957; Englund and Skovgaard 1973; Burkham 1976). The rate of lateral migration of such wide channels is low (*cf.* Lobeck 1939) or even the meanders may be completely eroded (Schumm and Lichty 1963).

Now it seems to be appropriate to discuss briefly the role of auto-feeding in connection with the three cases described above. With the case I — the Złotna between sites 9 and 13 — the role of auto-feeding was rather neutral for lateral erosion supplied there mostly fine-grained materials transported as a suspension load. However, with gravelly banks the process will tend to maintain the overloaded character of the flow. The instability of the observed meandering streams under conditions of heavily loaded discharge suggests that meandering channels cannot be fed by a punctual source of bed-load (*cf.* Lane and Borland 1953, Leopold and Wolman 1960). Thus it is clear that with the quasiequilibrium meandering channels (case II) auto-feeding plays a decisive role (*cf.* Leopold and Maddock 1953). It is also evident from some field observations (e. g. meandering channels below antidebris steps) that the process may be the only source of a bed-load transported and re-deposited by a meandering stream. Finally, with the case III auto-feeding produces too small amounts of bed-load to support the development of regular meanders.

The effectiveness of auto-feeding as a source of bed-load depends on the position within the outer cutbank of the top surface of substratum gravels. If the surface lies far above the mean water level auto-feeding may be the only source of bed-load. Consequently, if the surface lies below the mean water level it may be only an additional source of bed-load. The optimum height of the surface is at $4/3 h$ or slightly higher (h — indicates a mean thickness of gravelly bar platform or the distance between the deepest point in a meander pool and the lower grass limit along the inner bank). The conclusion is based on field data and may be motivated as follows. Not all the detrital material eroded at the outer cutbank contributes to bed-load of a mountain stream: sand, silt, as well as fine gravel (in part at least) are carried away as a suspended load. These materials constitute 20–40% of the substratum gravels acting as a filling or matrix of the gravel. In other words, a gravel layer deposited at the inner bank is as a rule thinner than the layer of gravel eroded at the outer cutbank. The difference is usually of the order of $1/4$ – $1/2$ of the original thickness of the eroded layer.

My preliminary investigations concerning the meandering Sudetic rivers can be summarized as follows:

1. Meandering streams may exist under relatively a wide range of hydraulic conditions including the slope and water and sediment discharge (*cf.* Gustavson 1978). The slope of many meandering streams ranges from 0.01–0.09 in valleys underlain by coarse gravels and from ca. 0.002 in valleys floored by fine gravels (*cf.* Schumm and Khan 1972; Richards 1976c; Schumm and Beathard 1976; Keller 1977). With still gentler slopes straight or low-sinuosity channels are stable (Schumm and Beathard 1976). With steeper slopes, on the other hand, the stream pattern may be either sinuous (irregularly meandering, sinuous or pseudomeandering) or multichannel (braided). In still steeper, V-shaped, headwater valleys, straight channels occur. Cohesionless alluvia favour the development of straight, braided or pseudomeandering patterns. An additional requirement for regular meandering patterns is the presence of cohesive topstratum deposits.

2. A meandering channel is unstable under conditions of a large bed-load discharge. If the overloading of a flood discharge is relatively small and local the channel may degenerate owing to chute cut-off (A. K. Teisseyre 1977a). Strongly overloaded discharges result in rapid accumulation and plugging of an original meandering channel. In such a way a meandering channel may be replaced within hours by a braided one.

3. The bed-load discharge is amongst the most important factors controlling the process of meandering of a mountain river. This is the case because point bars of such a stream are built up almost exclusively of bed-load material. The meanders disappear if the rate of supply of bed-load is either too small or too large.

4. Unlike a braided stream the meandering one cannot be fed by a punctual source of a bed-load material (*cf.* Lane and Borland 1953; Leopold and Wolman 1960). The mechanism of feeding of a meandering stream is rather complex involving both punctual sources (the headwaters, tributaries) and a linear source (auto-feeding attributable to the so-called "linear erosion").

5. A steep-sloped meandering stream requires cohesive bank materials (at least in the upper part of the bank) and coarse-grained non-cohesive bed materials (*cf.* Schumm 1960a, 1960b, 1961, 1971). Channels floored by fine-grained cohesive materials are unstable being subjected to dissection (by upstream headcut migration, Schumm 1961) until a gravelly substratum is reached.

6. A meandering channel can never be really stable for the flow in meander bends is always non-uniform (Jackson II 1976, 1978b). This implies a si-

multaneous erosion and deposition and both the processes change in character, location and intensity with changing stage and discharge. However, for practical purposes it is possible to trace a quasi-stable meandering channel whose rate of migration will be at a minimum. The five main requirements for such a channel are the following: (a) gentle slope, (b) low flow velocities, (c) smooth boundaries, (d) sine-generated path and (e) radius of curvature adjusted to the expected discharge of bed-material.

7. Bankfull discharge and bankfull stage are rather ill-defined parameters. These are, however, of particular interest for a fluvial geomorphologist for bankfull discharge differs substantially in hydrodynamic characteristics from any other discharge lower than it (*cf.* Leopold and Wolman 1957; Leopold and Langbein 1966; Jackson II 1975).

8. Riffle-pool pattern is amongst the most fundamental properties of a meandering channel controlling the hydraulic behaviour of the channel at any discharge. During a flood discharge meander bends act similarly to channel constrictions. Thus if a natural meandering stream is straightened artificially it seems desirable to construct a channel of variable width with channel constrictions and expansions spaced in a similar manner as the riffles and pools in the original stream (*cf.* Keller 1977, 1978; Keller and Melhorn 1978).

9. As it has been stressed above the channel geometry most favourable for a high sediment and water discharge is a straight channel of normal slope and depth. Thus the stability of steep-sloped artificial channels is controlled to a large extent by the stability of bends joining successive straight reaches.

10. Pseudomeanders resemble rocky meanders or supraglacial-stream meanders in that they do not migrate downvalley. Field observations seem to suggest that these may act as quasi-stable "regime" bends in

artificial mountain channels. However, the problem needs further laboratory and field investigations both from geomorphologic and engineering point of view.

In general, channel stability is governed preliminarily by the slope and the character of water and sediment discharge. With a given slope (i.e. in a given section or reach of a river) channel pattern will be controlled by the character of water and sediment discharge. Straight channels will act as stable channels under conditions of a uniform water and sediment discharge. Meandering channels will reflect conditions of a non-uniform discharge and local but slight overloading. Finally, a strongly overloaded non-uniform discharge will favour braided channels. The change in pattern reflects increasing instability of the channels. With a given discharge (e.g. a bankfull discharge) the slope will be adjusted via channel pattern. In flat-floored valleys straight channels will require mild slopes, meandering channels will develop moderate slopes and braided ones — steep slopes. It may be also stressed that a stable channel is one stable during a flood or under living-bed conditions.

The evolution of the artificial channel traced out through the Miskowice Fan may be quoted to illustrate the relationships in question. The straight regulation channel remained stable in the fan-head segment where the slope was mild (0.0087–0.01) and flood discharges practically uniform. A meandering channel developed at the expense of the regulation one in steeper segments of the fan. However, it proved to be quasi-stable only in the lower segment of the fan characterized by a moderate slope (0.014–0.018) and slightly overloaded flood discharges. Finally, a braided pattern developed during the August 1977 flood on the steepest central segment (slope: 0.02–0.03) under conditions of a strongly overloaded discharge (*cf.* Schumm and Khan 1972).

GEOLOGIC IMPLICATIONS OF THE WORK

In many sedimentological papers erosion is apparently underestimated as a geologic agent. The only evidence of erosion cannot come from large and spectacular features as scours, wash-outs, rough surfaces truncating bedding, fossil channels and so on. It should be also stressed that the lack of apparent erosional structures does not imply the absence of erosion within the depositional milieu. First, erosion may produce smooth surfaces subparallel to bedding. In coarse-grained clastic deposits such erosional surfaces are rather hardly perceptible, if ever. Second, there are numerous indirect lines of evidence clearly

indicating erosion simultaneous with deposition. Third, erosion predominates by far over deposition only in headwater parts of a drainage basin and within young V-shaped valleys. In mature valleys as well as within basins of fluvial deposition erosion takes place almost everywhere being characteristically simultaneous with deposition. In other words, a complex feedback occurs between the two opposing processes.

Erosion simultaneous with deposition is indicated, for instance, by the presence within channel-phase deposits of mud flakes, mud balls or large blocks of

shale. Generally, these are very unstable components transported over short distances (metres, tens of metres, sometimes hundreds of metres). They are always indicative of a strong lateral erosion simultaneous with deposition. It is important to stress that such an erosion may be occasioned by strongly overloaded flows. Large blocks of shale suggest the presence within the depositional environment of thick cohesive topstratum deposits favouring meandering pattern of the original channels. Small clay flakes scattered in sandstones, on the other hand, seem to be characteristic of straight, low sinuosity or braided streams.

Additional informations concerning the paleo-hydrologic character of the environment of deposition may come from observations of wash-outs or large scours. Large erosional features scoured in gravels and filled by coarse gravels are indicative of a strong downward erosion under live-bed conditions. The depth of such features is related to the flow velocity, the "vorticity" and the transporting ability of a stream. On the basis of sediment filling the structures can be subdivided into three categories. To the first category belong large scours infilled with poorly sorted coarse gravels. These are typical of a heavily loaded flood discharge and suggest a rapid accumulation during a high flood. The second category corresponds to wash-outs floored by coarse gravels (channel pavement) followed by fine-grained deposits. The latter reveal characteristically a form-concordant bedding. They are characteristic of partly cut-off channels, especially from the above (*cf.* Doeglas 1962), and oxbow lakes. Finally, to the third category belong scours infilled by microdelta-type embankments. These are indicative of secondary channels, channels cut-off from the below or channels abandoned during a flood. However, similar bedforms may also originate in a main channel shortly after a flood. The thickness of a microdelta indicates roughly the depth of scour during a flood, while its top surface is close to the mean water level at times of deposition. Similarly, large sediment shadows are always connected with a strong downward erosion around an obstacle, which may be not preserved in the sedimentary record. Small erosional structures, on the other hand, are attributable simply to low discharges of a sediment-poor water.

It is well known from many mountain drainage basins that a bankfull discharge may originate shortly after a heavy rain (or rapid thawing) and that the maximum sediment discharge occurs slightly later on. Therefore, during early stages of a flood a period occurs in which the water discharge, slope and channel width are roughly fixed, but the discharge of sedi-

ment load increases substantially. Under such conditions deposition of part of the coarsest bed-load occurs, the channel becomes shallower and the flow velocity must also increase. If, under the same conditions of the water discharge, slope and width, the sediment discharge diminishes the flow velocity must decrease and the stream bed will be subjected to scour. The relationships, known long from the engineering practice, teach us that the accumulation within a natural alluvial channel of coarse-grained deposits occurs commonly with high velocities and scour with low velocities (Maddock Jr. 1969; Emmett 1975). There are, however, two main exceptions to this rule: (1) the zones of large scours around large obstacles and (2) the zones of the backwater effects.

Amongst the most characteristic features of point bar deposits is a low-angle cross-bedding or inclined bedding (*cf.* Gustavson 1978). This is typical of bar platform deposits below the mean water level (fig. 18). A composite set of inclined beds may contain alternating sets (or co-sets) of sand and layers of gravel. It can be demonstrated (at least in modern deposits) that the horizontal distance between successive fine-grained sets may be a good measure of erosional retreats along the outer cutbank occasioned by successive floods. Similarly, the ridge-and-swale topography of many supraplatform bars may be used to identify successive high floods (the ridges; *cf.* Ferguson 1973b, 1976; Hickin 1974; Hickin and Nanson 1975). Fossil channels provide also a good opportunity to reconstruct many paleohydraulic parameters and thus should be of particular interest for a sedimentologist (fig. 18; *cf.* Schumm 1972; McGowen and Garner 1975; A. K. Teisseyre 1975b; Jackson II 1978a). A bankfull level may be also indicated by crevasse-ramps, upturned turf sheets, and some chute bars, which may grow in height up to the surface of a flood discharge. It is also evident that relatively long periods of channel stability may be recorded by channel-lag deposits (pavements). The formation of a pavement requires the discharge of a sediment-poor water (Maddock Jr. 1969).

The deposition of the coarsest bed-load on alluvial fans influences substantially the character of load of streams feeding them. The concentration of suspended load commonly increases in a downfan direction. Consequently, the layer of cohesive topstratum deposits increases in thickness downfan. In tectonically active basins of deposition this may result in the accumulation of thick cyclic sequences. Such cyclic formations are known from many continental deposits of the Sudetes and their foreland (the Lower Carboniferous, the Lower Permian or the Neogene, for instance).

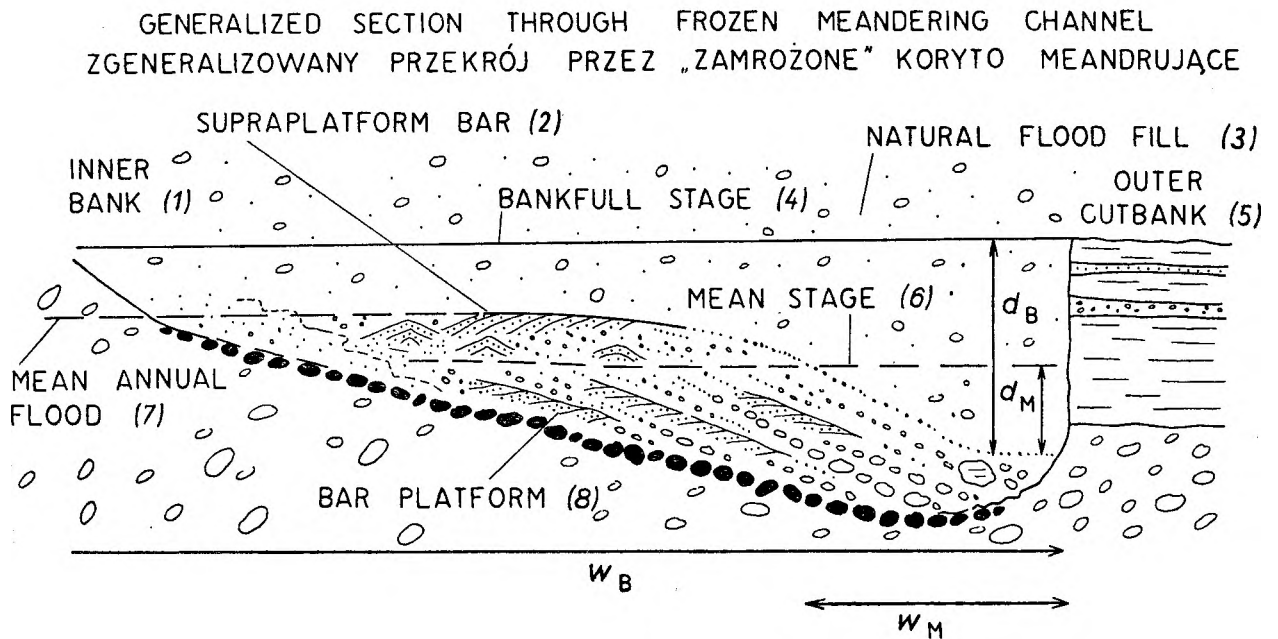


Fig. 18

Paleohydraulic interpretation of a frozen meandering channel. Synthetic drawing based on observed paleochannels in the Quaternary deposits, Central Sudetes

d_B – maximum bankfull depth; d_M – maximum mean stage depth; w_B – bankfull width; w_M – mean stage width. The mean stage level is indicated by change in structure and texture of the point bar deposits. Note inclined bedding in the bar platform deposits and bankwards dipping cross-lamination produced by climbing ripples and dunes. The supraplatform bar deposits reveal microdelta cross-lamination dipping bankwards or downchannel. Reversed chevron pattern indicates cross-laminated sediment shadows

Paleohydrauliczna interpretacja „zamrożonego” koryta meandrowego. Syntetyczny rysunek oparty na obserwowanych wypełnieniach koryt aluwialnych w osadach czwartorzędowych Sudetów Środkowych

d_B – maksymalna głębokość pełnokorytowa; d_M – maksymalna głębokość przy średniej wodzie; w_B – szerokość pełnokorytowa; w_M – szerokość przy średniej wodzie. 1 – brzeg wewnętrzny; 2 – łacha ponadplatformowa; 3 – naturalne wypełnienie powodziowe; 4 – stan pełnokorytowy; 5 – podcinany brzeg zewnętrzny; 6 – stan średni; 7 – średnia roczna powódź; 8 – platforma łachy meandrowej. Stan średni jest wyznaczony na podstawie zmiany struktury i tekstury osadów łachy meandrowej. W osadach platformy łachy meandrowej widoczne jest warstwowanie nachylone oraz laminacja skośna zapadająca w kierunku brzegu, a związana z wstępującymi ripplemarkami i podwodnymi diunami. Osady łachy ponadplatformowej wykazują laminację skośną mikrodeltaową z laminami zapadającymi w kierunku brzegu lub w dół koryta. Odwrócony szewron ukazuje skośnie warstwowane osady zasp tylnych

There is increasing evidence that many major morphological modifications of a fluvial landscape are rather the results of unfrequent catastrophic events (Zierhoffer 1935; Wolman and Eiler 1958; Hack and Goodlett 1960; Stewart and LaMarche Jr. 1967; Ziętara 1968; Scott and Gravlee 1968; Baker 1977; Baker and Penteadó-Orellana 1977; Cooley *et al.* 1977). Depositional- and erosional landforms produced by catastrophic events have usually a fairly good chance to be preserved in the geologic record. However, not all portions of a depositional environment have to be modified even by a catastrophic event: certainly some parts of it may well survive the cataclysm with practically no change. According to Schumm (1973, 1976) catastrophic events “may

be only the catalyst that induces the change at a particular time. That is, it is the existence of geomorphic thresholds, and the complex feedback response of geomorphic systems, that permit high magnitude events to play a major role in landscape evolution” (Schumm 1973, p. 309). The existence of channels that were stable during the August flood as well as the local character of the major geomorphologic changes observed by the author during last twenty years seem to confirm Schumm’s idea that “high magnitude events will not everywhere produce dramatic erosional events; rather the result depends on the character of the geomorphic system” (Schumm 1973, p. 309).

SUMMARY

The paper summarizes some results of my field investigations on fluvial processes carried out on the Miskowice Fan and some other Sudetic fans between

1971 and 1978. Systematic measurements of the rate of fluvial erosion were made in 1972–1976 (a between-flood period) and in 1977–1978 (two high

floods). The processes of thermal erosion and bank destruction occasioned by frost will be treated in another publication. The Miskowice Fan is fed by the River Złotna — a small mountain stream (Q_{mean} ca $0.45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) characterized by a steep slope (0.0087 — 0.03 in the lowest stretch), the predominance of bed-load, and large discharge fluctuations (0.05 — $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ between 1972 and 1978). The main results can be listed as follows.

1. The position within a channel of the streamtube of maximum velocity is related to the discharge and the Froude number. Passing through the meandering channel a flood wave causes not only the increase in channel capacity but also tends to increase the meander radius and the meander wavelength. It means that during a flood lateral erosion is concentrated at the inner bank in the entrance to a meander bend and at the outer cutbank below the bend axis. With mean or rised discharges lateral erosion is concentrated along an upper segment of the outer cutbank, while deposition occurs in the meander pool. However, the geomorphologic effects of a mean or rised discharge are much less persistent than those of a bankfull discharge. Thus a mountain meandering stream commonly reveals geometry attained during, or at least modified by, the last high flood.

2. Strong lateral and downward erosion is genetically connected with the activity of fast, large, horizontal vortexes or rollers. Within some meander bends as well as around obstacles these may be stationary during relatively a long period of time. The structure of turbulence of a bankfull discharge is very complex and may change periodically. Some informations about the structure of the stationary vortexes as well as secondary bottom currents induced by them may come from detailed observations of the morphology of outer cutbanks and the structure of bedforms (including pebble fabric).

3. The mean bank retreats occasioned by the two floods of 1977 were as follows: 0.61 m (or $0.153 w$; w — channel width) during the May flood (Q_{max} ca. 12 — $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) and 0.89 m (or $0.223 w$) during the August flood (Q_{max} ca. 35 — $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). The mean bank retreat caused by the May flood (2 days of intense erosion) was equal to the maximum annual retreat (including thermal erosion) noted in the between-flood period of 1972—1976.

4. Intense downward erosion occurs in places characterized by large flow velocities and strong turbulence. The position of such places within an alluvial channel changes with changing stage and discharge. During mean or slightly higher discharges downward erosion takes place on riffle slopes and within upper portions of pools (backward erosion on riffles).

At the same time deposition may occur within central and lower parts of the pools (backward accumulation in pools). During a bankfull discharge deposition of part of the coarsest bed-load takes place on the riffles, while the pools are loci of a strong lateral and downward erosion. Such a differentiation is the result of velocity reversal (*cf.* Keller 1971, 1977).

5. Within unstable straight channels (mostly artificial) downward erosion may be either symmetrical or asymmetrical. Generally, the erosion is simultaneous with deposition thus leading to the formation of riffle-pool patterns. Asymmetrical erosion is connected genetically with meandering in plan of the streamtube of maximum velocity. The resultant pools are crescentic in plan, while the riffles run obliquely to the channel axis. With symmetrical erosion the pools are deep and wide occupying almost the whole channel width. These are separated by broad riffles resembling transverse bars. It is suggested that symmetrical erosion is connected genetically with meandering of the streamtube of maximum velocity in the third dimension (in the vertical). The successive pools are 5—8 channel widths apart. It is also suggested that the natural succession of the patterns is the following: unstable straight reach → thrid-dimension meandering in a straight channel → meandering in plan in a straight reach → low sinuosity channel → meandering channel.

6. Field measurements have indicated that low discharges of megascopically clear water may also scour an alluvial streambed provided that flow velocity exceeds that necessary to transport fine sand and mud. A partial silting of a mountain channel during periods of low discharge has practically no effect on the channel forming processes. On the other hand, silting of emerged bars plays a major role in the process of stabilization of the features.

7. A flood discharge overloaded by bed-load may cause a strong lateral erosion simultaneous with a rapid deposition of gravel within the channel. On the Miskowice Fan strong lateral erosion accompanied the formation of the gravel plug.

8. It has been found that the lower May flood (relatively a low bed-load discharge) resulted in a considerable downward erosion, while depositional modifications were comparatively small. The catastrophic August flood (very large bed-load discharge) caused a strong lateral erosion and measurable vertical accretion in the channel (with the exception of some pools and large scours around obstacles). In other words, the increase in channel capacity was realized by downward erosion during the May flood and through lateral erosion during the August flood.

9. Large scours, which develop around large

obstacles, are morphologically much more complex than their small-scale counterparts. Their preservation potential is fairly good. Field measurements have also confirmed a long known rule that under live-bed conditions the depth of scours is related to local flow velocities, the "vorticity" and the transporting ability of the stream. With stable-bed conditions the depth of scours is inversely proportional to the grain size.

10. Natural levees and crevasse-splay deposits originated during the August flood underwent soon dissection owing to the post-flood discharge of sediment-poor water. This resulted in the formation within the central segment of the fan of shallow braided channels. However, the channels were apparently unstable and a tendency to the formation of a new incised channel by-passing the gravelly plug was observed. The channel was initiated by gully erosion, which started at two sites: just below the point of intersection and in a place where the flow came back to the Złotna channel below the gravelly plug. Field observations gathered during last twenty years have indicated that such a new channel originates in two stages: first, a straight or low-sinuosity incised channel develops owing to gully erosion (the stage of downward and backward erosion) and, then, the gully becomes transformed into a new incised meandering channel (the stage of lateral erosion). It has been also found that by this means a new incised meander belt may originate in few tens of years (30–50 years). The process of plugging of the fan channels seems to be a cyclic phenomenon (*cf.* Wasson 1974) related to the occurrence of high floods.

11. The volume of detrital material supplied during the August flood to the Miskowice Fan was of the order of 4,000–5,000 m³ of gravel and sand. The volume of suspended load supplied to the fan and carried away is poorly known. At the same time erosion on the fan yielded some 400 m³ of detrital material composed of almost equal proportions of alluvial loam and gravel. The coarse-grained material was deposited for the most part (up to 80–90%) on the fan, mainly on its central segment. Consequ-

ently, passing through the Miskowice Fan the Złotna changed in character from a bed-load to a mixed-load stream. This is manifested by an increase in thickness of the layer of alluvial loam, which below the fan is from two to ten times as thick as above it. The increase in clay and silt content in a downfan direction is also manifested by the channel pattern itself (more regular meanders below the fan).

12. A mountain stream may be stable over long periods of time provided that a normal depth and slope (i.e. those resulting in practically uniform flow) may be attained during a flood discharge. A stable channel requires undisturbed sediment discharge and hence a sufficiently large channel capacity and the absence of larger flow perturbations. It has been also found that even a large increase in slope cannot counterbalance the loss in transporting ability of a stream caused by too small channel capacity and a lateral escape of a flood discharge. This may well account for the observed fact that on the wet Sudetic fans the most intense flood deposition takes place on their central parts characterized by the steepest transversal and longitudinal slopes.

13. The process of meandering of a mountain stream is controlled by the slope, cohesion of bank materials and the amount of bed-load available during a flood. The erosional retreat of the outer cutbank must be balanced by the deposition at the inner bank of gravelly bar platforms, which are composed mostly of a bed-load material. Thus a meandering channel degenerates if the supply of bed-load is either too large or too small. With the former case the meandering channel is subjected to plugging with gravel and a braided pattern develops. The latter case leads to an excessive widening of the channel and complex braided-meandering or braided channels may originate. Such a degeneration occurs if a single retreat of the outer cutbank exceeds 0.5–0.6 w (w — channel width). The conclusions do not refer to pseudomeanders and incised meanders.

14. A more comprehensive interpretation of fluvial sedimentary rocks needs further work on fluvial processes and modern fluvial environments.

APPENDIX I

Summary on erosion along the lower Złotna, Miszkowice Fan

Erozja wzdłuż dolnej Złotnej w strefie stożka Miszkowic

Site Lokalizacja	Channel characteristics Charakterystyka koryta	Lateral erosion Erozja boczna			Resultant bank morphology Morfologia brzegu	Downward erosion Erozja denną
		May 77 flood maj 1977	August 77 flood sierpień 1977	Amount of material eroded, Aug. flood Objętość zerodowa- nego materiału sierp. 1977		
2	straight, artif. right bank, behind tree	?	2.1 m	8 m ³ (G)	Bank niche above mean low stage	0.5–0.6 m SO (Aug.)
3	outer cutbank, meander M–14	0.6 m	1.0 m	27 m ³ (AL, FG)	Irregular cutbank, 2 niches	0.4–0.7 m P (Aug.) 0.7–0.8 m SO (Aug.)
3–4	between meander riffle	?	0.6 m	8.5 m ³ (AL, 80%)	Smooth cutbank, overhan- ging turf	0.8 m SO (Aug.)
4	outer cutbank, meander M–13	0.5 m	0.9–1.1 m	30 m ³ (AL, 85%)	Uneven cutbank, 2 bank niches	0.5 m P (Aug.) 0.8 m SO (Aug.)
5	straight, artif. left bank	?	2.3 m	25 m ³ (G, 80%)	Large bank niche, above mean water level	No
6	gentle bend, inner bank	?	0.4 m	2.6 m ³ (AL)	Steep inner cutbank, super- critical flow	0.5 m P (Aug.)
7	straight, artif. left bank	?	0.75 m	4 m ³ (AL)	Uneven cutbank	0.4 m P (Aug.)
8	straight, artif. left bank	0.7 m	0.4 m	1.5 m ³ (AL)	Uneven cutbank	0.6 m P (Aug.)
10	outer cutbank, meander M–12	0.85 m			Uneven cutbank, bank niche at meander exit	0.55 m P (May) 0.8 m SO (May)
11	inner bank, pseudomeander M–11	0.6 m	unknown	channel filled by gravel (gravel plug)	Steep inner cutbank – su- percritical flow	1.25 m P (May)
	outer cutbank	0.25 m			Vertical outer cutbank	
12	outer cutbank, meander M–10	0.35 m			Uneven cutbank, upturned turf sheet	0.7 m P (May)
13	outer cutbank meander M–9	0.5 m			Uneven cutbank, 2 bank niches, turf overhanging	0.7 m P (May)
14	outer cutbank pseudomeander inner bank	0.4 m 0.5 m			Steep outer cutbank, bank niche Steep overhanging inner bank, supercritical flow	0.8 m P (May) 0.9 m SO (May)
15	outer cutbank pseudomeander M–8	0.2 m			Overhanging tree-protec- ted bank	0.7 m P (May) 1.0 m SO (May)
16	outer cutbank pseudomeander M–7 inner bank	0.4 m 0.6 m			Overhanging tree-protec- ted bank Steep inner bank, super- critical flow	0.5 m P (May) 0.8 m SO (May)
18	outer cutbank pseudomeander M–6 inner cutbank	0.3 m 0.7 m			Overhanging bank Uneven inner bank, bank niche	0.95 m P (May) 0.5 m P (May)

(Appendix I continued)

Site Lokalizacja	Channel characteristics Charakterystyka koryta	Lateral erosion Erozja boczna			Resultant bank morphology Morfologia brzegu	Downward erosion Erozja denna
		May 77 flood maj 1977	August 77 flood sierpień 1977	Amount of material eroded, Aug. flood Objętość zerodowa- nego materiału sierp. 1977		
19	outer cutbank	0.5 m	0.75 m	8.4 m ³ (AL)	Uneven cutbank, 2 niches	1.0 m P (May) 0.8 m P (Aug.)
	meander M-5 inner bank	0.1 m	0.2 m	0.5 m ³ (G, S)	Steep inner bank, super- critical flow in chute channel	
20	outer cutbank	0.8 m	1.1 m	11.4 m ³ (AL 80%, S)	Uneven cutbank, 2 niches	1.1 m P (May) 0.4 m P (Aug.)
	meander M-4 inner cutbank	?	0.55 m	1.3 m ³ (G, S)	Steep inner bank, super- critical flow in chute chan- nel	
21	straight, artif. left bank	1.5 m	1.4 m	22 m ³ (G 75%, AL)	Long, even cutbank, turf overhanging	0.45 m P (May)
25	outer cutbank meander M-3	1.4 m	0.95 m	5.1 m ³ (AL 80%, G)	Steep, irregular cutbank	0.9 m P (May) 1.85 m P (Aug.)
26	straight, artif. right bank	0.4 m	0.75 m	2.4 m ³ (G 50%, AL)	Uneven cutbank	0.7 m P (May) 0.45 m P (Aug.)
27	straight, artif. left bank	—	1.2 m	3.1 m ³ (G 50%, AL)	Steep even cutbank	0.85 m P (Aug.)
28	right bank, old bank niche	1.5 m	1.4 m	3 m ³ (G, S)	Reactivated bank niche, crevasse ramp	0.7 m P (Aug.)
29	straight, artif. right bank	—	0.7 m	1.9 m ³ (AL 75%)	Even steep cutbank	0.4 m P (Aug.)
	straight right bank along riffle	—	0.6 m	1.7 m ³ (AL)	Steep uneven cutbank	
30	outer cutbank bank niche	0.5 m	0.9 m	2 m ³ (AL)	Irregular cutbank, overflow channel, upturned turf sheets	1.1 m SO (May) 0.5 m SO (Aug.)
31	outer cutbank bank niche	0.25 m	0.5 m	1.6 m ³ (AL)	Irregular cutbanks 2 niches	0.7 m P (May) 0.5 m P (Aug.) 0.8 m SO (Aug.)
32	outer cutbank meander M-2	0.5 m	1.1 m	22 m ³ (AL 65%, G)	Long, even cutbank, turf overhanging	0.75 m P (May) 0.6 m P (Aug.)
33	outer cutbank meander M-1	1.5 m	0.9 m	18 m ³ (AL 75%)	Irregular cutbank, 2 niches, bank terraces	1.6 m P (May) 0.8 m P (Aug.)
34	straight, artif. right bank	0.2 m	0.85 m	4.9 m ³ (AL)	Even, steep cutbank	0.35 m P (Aug.)
35	straight, artif. left bank	—	—	—	—	0.5 m P (Aug.)
36	straight, artif. right bank	—	0.3 m	1.5 m ³ (AL)	Small bank niche	0.3 m P (Aug.)
37	gentle bend left bank	0.15 m	0.35 m	14.7 m ³ (AL 80%)	Even cutbank	1.1 m SO (May) 0.7 m SO (Aug.) 0.4 m P (May)
	inner bank, right	—	1.7 m	12 m ³ (G, S)	Uneven scarp, supercri- tical flow at inner bank	

Abbreviations: G — gravel (pebbles, cobbles, boulders), FG — fine gravel (pebbles, granules), S — sand, AL — alluvial loam, P — pool, SO — scour along or around large obstacle

Skróty: G — żwir (64–256 mm i bloki), FG — drobny żwir (2–64 mm), S — piasek, AL — glina aluwialna, P — przegłębienie korytowe, SO — rozmycie wzdłuż lub dookoła dużej przeszkody

APPENDIX II

Flow characteristic of the lower Złotna and the River Bóbr, Bukówka study reach

Charakterystyka przepływu w dolnej Złotnej i w Bobrze na odcinku badawczym w Bukówce

	Channel characteristics Charakterystyka koryta	C [m ²]	V_{mean} [ms ⁻¹]	$V^2/2g^{-1}$	Fr	Erosion Erozja	Deposition Depozycja
Złotna, sites 19–20, $Q = 0.560 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $t = 11^\circ\text{C}$							
1	Riffle, straight	0.525	1.06	0.0573	0.76	Eluviation, pavement-forming processes	Local sediment shadows (granules, pebbles)
2	Riffle slope, steep	0.361	1.55	0.1225	1.29	Strong eluviation, scattered pebble movement	No
3	Pool, straight	0.611	0.92	0.0431	0.26	Very weak	Coarse sand, pebbles
4	Pool, adverse slope	1.139	0.49	0.0122	0.07	No	Granules, sand, silt at banks
5	Chute channel, meander M–5	0.245	2.29	0.2673	3.82	Very strong erosion, scattered movement of cobbles	No
6	Riffle, between meander	0.546	1.03	0.0541	0.83	Eluviation, pavement-forming processes	Local sediment shadows, coarse sand, pebbles
7	Chute channel, meander M–4	0.372	1.51	0.1162	0.97	Strong eluviation, scattered movement of pebbles	No
8	Pool, straight	0.740	0.76	0.0294	0.20	Weak	Pebbles, granules, sand at banks
9	Riffle, straight, adverse slope	0.601	0.93	0.0441	0.55	Eluviation, slight	Granules, coarse sand, pebbles
10	Riffle, steep slope	0.305	1.84	0.1726	1.64	Very strong eluviation	No
Złotna, sites 32–33, $Q = 0.415 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $t = 13^\circ\text{C}$							
11	Riffle, straight, steep slope	0.435	0.95	0.0460	0.61	Eluviation	Local sediment shadows, fine gravel
12	Riffle, straight	0.738	0.56	0.0160	0.13	Slight eluviation	Sand, mud at banks
13	Riffle, straight, adverse slope	0.273	1.52	0.1178	1.81	Very strong eluviation, scattered movement of cobbles	No
14	Meander pool, upper part	0.302	1.38	0.0971	0.81	Strong eluviation	No
15	Meander pool, central part	0.330	1.30	0.0861	0.52	Eluviation	Pebbles
16	Meander pool, tail	0.612	0.68	0.0236	0.13	Very slow eluviation	Sand, granules, pebbles
17	Riffle, between meander, steep	0.375	1.16	0.0686	0.60	Strong eluviation	No
18	Riffle, straight	0.245	1.71	0.1490	2.48	Very strong eluviation, scattered movement of cobbles	No
19	Pool, straight	0.682	0.61	0.0190	0.17	Very slight eluviation	Sand, granules, pebbles mud at banks
Złotna, sites 34–37, $Q = 0.415 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, $t = 13^\circ\text{C}$							
20	Pool, straight	0.525	0.77	0.0302	0.30	Slight eluviation	Sand, granules
21	Riffle, straight	0.361	1.12	0.0639	1.47	Strong eluviation, washing of alluvial loam	No
22	Pool, straight	0.253	1.60	0.1305	1.90	Strong eluviation	No
23	Riffle, straight	0.401	1.0	0.0510	0.92	Eluviation, pavement-forming processes	Local sediment shadows (gravel)
24	Riffle, steep slope	0.279	1.45	0.1072	1.50	Strong eluviation	No
25	Pool, straight	0.569	0.68	0.0236	0.18	No	Sand, granules

(Appendix II continued)

	Channel characteristics Charakterystyka koryta	C [m ²]	V _{mean} [ms ⁻¹]	V ² 2g ⁻¹	Fr	Erosion Erozja	Deposition Depozycja
River Bóbr, Bukówka study reach, Q = 1.060 m ³ s ⁻¹ , t = 11°C							
26	Pool, straight	1.010	1.05	0.0562	0.24	Slight eluviation and bank erosion	Granules, sand
27	Riffle, straight	0.859	1.23	0.0771	0.91	Strong eluviation	Sediment shadows (gravel)
28	Riffle, steep slope	0.648	1.55	0.1223	1.02	Strong eluviation	No
29	Pool, straight	1.120	0.95	0.0459	0.26	Slight eluviation	Granules, pebbles, sand
30	Riffle, straight	1.120	0.95	0.0459	0.42	Eluviation	Granules, sand, small pebbles
31	Pool, straight	0.837	1.27	0.0821	0.53	Eluviation	Granules, pebbles
32	Riffle, adverse slope	1.230	0.86	0.0377	0.36	Slight eluviation	Sand, granules, mud at banks
33	Riffle, steep slope	0.882	1.20	0.0734	0.70	Strong eluviation	No

River Bóbr, Bukówka study reach, Q = 1.060 m³s⁻¹, t = 11°C, meandering reach

34	Pool, upper part	0.805	1.58	0.1274	0.73	Strong eluviation, bank erosion	Sand and granules at inner bank
35	Pool, lower part	1.237	1.0	0.0510	0.27	Weak eluviation	Sand shadows, sand and mud at inner bank
36	Riffle, adverse slope	1.505	0.84	0.0360	0.51	Eluviation,	Granules, sand
37	Riffle, steep slope	0.966	1.31	0.0877	0.76	Strong eluviation	Sediment shadows (gravel)
38	Pool, upper part	0.827	1.54	0.1208	0.83	Strong eluviation, bank erosion	Granules, coarse sand, silt at inner bank
39	Pool, bend axis	1.034	1.23	0.0770	0.29	Weak eluviation, bank erosion	Sand and mud at inner bank
40	Riffle, adverse slope	1.088	0.97	0.0480	0.64	Eluviation, bank erosion	Granules, coarse sand

REFERENCES

- ACKERS P., CHARLTON F. G., 1970: The Geometry of Small Meandering Streams. *Inst. of Civil Eng., Proc. Suppl. XII, Pap. 7328S*, p. 289–317.
- Atlas klimatu Polski, 1973. red. W. Wiszniewski. PIHM, Warszawa.
- BAKER V. R., 1977: Stream-channel Response to Floods, with Examples from Central Texas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 88, p. 1057–1071.
- BAKER V. R., PENTEADO-ORELLANA M. M., 1977: Adjustment to Quaternary Climatic Change by the Colorado River in Central Texas. *J. Geol.*, vol. 85, p. 395–422.
- BAKHMETEYFF B. A., 1932: *Hydraulics of Open Channels*. McGraw-Hill, New York.
- BARNES H. L., 1956: Cavitation as a Geological Agent. *Am. J. Sc.*, vol. 254, p. 493–505.
- BEATY C. B., 1963: Origin of Alluvial Fans, White Mountains, California and Nevada. *Ann. Assoc. Amer. Geographers*, vol. 53, p. 516–535.
- BERG G., 1912: Erläuterungen z. geol. Karte ..., Blatt Schmiedeberg mit Anhang Tschöpsdorf. Preuss. Geol. L.-A., Lief. 193, p. 1–72.
- 1913: Geologische Karte ..., Blatt Schmiedeberg u. Tschöpsdorf. Berlin.
- BLENCH T., 1951: Regime Theory for Self-formed Sediment-bearing Channels. *Am. Soc. Civil Eng. Proc.*, vol. 77, Sep. 70, p. 1–18.
- 1952: Regime Theory for Self-formed Sediment-bearing Channels. *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, vol. 117, p. 383–400.
- BLUCK B. J., 1964: Sedimentation of an Alluvial Fan in Southern Nevada. *J. Sed. Petrol.*, vol. 34, p. 395–400.
- 1971: Sedimentation in the Meandering River Endrick. *Scott. J. Geol.*, vol. 7, p. 93–138.
- 1974: Structure and Directional Properties of some Valley Sandur Deposits in Southern Iceland. *Sedimentology*, vol. 21, p. 533–554.
- 1976: Sedimentation in some Scottish Rivers of low Sinuosity. *Trans. R.S.E.*, vol. 69, p. 425–456.
- BRADBERG W. H., FAHNESTOCK R. K., ROWE-KAMP E. T., 1972: Coarse Sediment Transport by Flows on Knik River, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 83, p. 1261–1284.
- BRIDGE J. S., 1975: Computer Simulation of Sedimentation in Meandering Streams. *Sedimentology*, vol. 22, p. 3–43.
- 1976a: Bed Topography and Grain Size in Open Channel Bends. *Sedimentology*, vol. 23, p. 407–414.
- 1976b: Flow and Sedimentary Processes in the Meandering River South Esk, Glen Clova, Scotland. *Earth Surf. Processes*, vol. 1, p. 303–336.
- 1977: Flow, Bed Topography, Grain Size and Sedimentary Structure in Open Channel Bends: a Three-dimensional Model. *Ibid.*, vol. 2, p. 401–416.

- BULL W. B., 1964a: Geomorphology of Segmented Alluvial Fans in Western Fresno County, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* no. 352-E, p. 89-128.
- 1964b: Alluvial Fans and Near-surface Subsidence in Western Fresno County, California. *Ibid.*, no. 437-A, p. A1-A70.
- BURKHAM D. E., 1972: Channel Changes of the Gila River in Safford Valley, Arizona, 1846-1970. *Ibid.*, no. 655-G, p. G1-G24.
- 1976: Effects of Changes in an Alluvial Channel on the Timing, Magnitude, and Transformation of Flood waves, Southeastern Arizona. *Ibid.*, no. 655-K, p. K1-K25.
- CALLANDER R. A., 1969: Instability and River Channels. *J. Fluid. Mech.*, vol. 36, Pt. 3, p. 465-480.
- CHERKAUER D. S., 1973: Minimization of Power Expenditure in a Riffle-pool Alluvial Channel. *Water Resources Research*, vol. 9, p. 1613-1628.
- CHURCH M., 1972: Baffin Island Sandurs: A Study of Arctic Fluvial Processes. *Canada Geol. Surv. Bull.*, vol. 216, p. 89-93.
- CHURCH M., GILBERT R., 1975: Proglacial Fluvial and Lacustrine Environments. [in:] *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, SEPM, Spec. Publ. no. 23, p. 22-100.
- COOLEY M. E., ALDRIDGE B. N., EULER R. C., 1977: Effects of the Catastrophic Flood of December 1966, North Rim Area, Eastern Grand Canyon, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 980, p. 1-43.
- CRICKMAY C. H., 1974: *The Work of the River*. Macmillan Press, London and Basingstoke.
- DANIEL J. F., 1971: Channel Movement of Meandering Indiana Streams. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 732-A, p. A1-A18.
- DANIELS R. B., JORDAN R. H., 1966: Physiographic History and the Soils, Entrenched Stream Systems, Gullies, Harrison County, Iowa. *U.S. Dept. Agriculture Tech. Bull.*, no. 1348, p. 1-116.
- DENNY C. S., 1965: Alluvial Fans in the Death Valley Region, California and Nevada. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 466, p. 1-59.
- DOEGLAS D. J., 1962: The Structure of Sedimentary Deposits of Braided Rivers. *Sedimentology*, vol. 1, p. 167-190.
- DOLLING R. K., 1968: Occurrence of Pools and Riffles: An Element in the Quasi-equilibrium State of River Channels. *Ontario Geography*, no. 2, p. 3-11.
- DURY G. H., 1967: Some Channel Characteristics of the Hawkesbury River, New South Wales. *Austr. Geogr. Studies*, vol. 3, p. 135-149.
- 1971: Channel Characteristics in a Meandering Tidal Channel: Crooked River, Florida. *Geogr. Ann.*, vol. 53A, p. 188-197.
- EIJU YATSU, 1955: On the Longitudinal Profile of the Graded River. *Trans. Am. Geoph. Union*, vol. 36, p. 655-663.
- EMMETT W. W., 1975: The Channels and Waters of the Upper Salmon River Area, Idaho. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper.*, no. 870A, p. A1-A116.
- ENGELUND F., 1974: Flow and Bed Topography in Channel Bends. *Proc. A.S.C.E.*, 100, HY 11, p. 1631-1648.
- 1975: Instability of Flow in a Curved Alluvial Channel. *J. Fluid Mech.*, vol. 72, Pt. 1, p. 145-160.
- ENGELUND F., SKOVGAARD O., 1973: On the Origin of Meandering and Braiding in Alluvial Streams. *J. Fluid Mech.*, vol. 97, Pt. 2, p. 289-302.
- FAHNESTOCK R. K., 1963: Morphology and Hydrology of a Glacial Stream — White River, Mount Rainier, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 422-A, p. A1-A70.
- FERGUSON R. I., 1973a: Channel Pattern and Sediment Type. *Area*, vol. 5, p. 38-41.
- 1973b: Regular Meander Path Models. *Water Resources Research*, vol. 9, p. 1079-1086.
- 1976: Disturbed Periodic Model for River Meanders. *Earth Surf. Proc.*, vol. 1, p. 337-347.
- FISK H. N., 1944: Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River. Mississippi River Comm., U.S. Waterways Exper. Station, Vicksburg, p. 1-78.
- 1947: Fine-grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity. Mississippi River Comm., U.S. Waterways Exper. Station, Vicksburg, p. 1-82.
- 1951: Mississippi River Valley Geology Relation to River regime. *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, Paper No. 2511, p. 667-682.
- FRIEDKIN J. F., 1945: A Laboratory Study of the Meandering of Alluvial Rivers. U. S. Waterways Exp. Station, Vicksburg, Mississippi, p. 1-19.
- GLAZER Z., 1977: *Mechanika gruntów*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., SIERGIEJEW J. M., 1977: *Gruntoznawstwo*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GREGORY K. J., 1976: Changing Drainage Basins. *Geograph. Journ.*, vol. 142, p. 237-247.
- 1977a: Stream Network Volume: an Index of Channel Morphometry. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 88, p. 1075-1080.
- 1977b: Channel and Network Metamorphosis in Northern New South Wales. [in:] *River Channel Changes*, ed.: K. J. Gregory, Wiley, p. 389-410.
- GREGORY K. J., PARK C. C., 1976: Stream Channel Morphology in Northwest Yorkshire. *Revue de geomorph. dynamique*, vol. 25, p. 63-72.
- GUSTAVSON T. C., 1974: Sedimentation on Gravel Outwash Fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska. *J. Sed. Petrol.*, vol. 44, p. 374-389.
- 1978: Bed Forms and Stratification Types of Modern Gravel Meander Lobes, Nueces River, Texas. *Sedimentology*, vol. 25, p. 1-26.
- HACK J. T., 1957: Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 294-B, p. 45-97.
- HACK J. T., GOODLETT J. C., 1960: Geomorphology and Forest Ecology of a Mountain Region in the Central Appalachians. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* no. 347, p. 1-66.
- HAPP S. C., RITTENHOUSE G., DOBSON G. C., 1940: Some Principles of Accelerated Stream and Valley Sedimentation. *U.S. Dept. Agriculture Techn. Bull.*, no. 695, p. 22-31.
- HENDERSON F. M., 1961: Stability of Alluvial Channels. *Am. Soc. Civil Eng. Proc.*, *J. Hydr. Div.*, vol. 87, p. 109-138.
- 1963: Stability of Alluvial Channels. *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, vol. 128, p. 657-720.
- 1966: *Open Channel Flow*. Collier McMillan Publishers, New York-London.
- HICKIN E. J., 1969: A Newly-identified Process of Point Bar Formation in Natural Streams. *Am. J. Sc.*, vol. 267, p. 999-1010.
- 1974: The Development of Meanders in Natural River-channels. *Am. J. Sc.*, vol. 274, p. 414-442.
- HICKIN E. J., NANSON G., 1975: The Character of Channel Migration on the Beatton River, Northeast British Colum-

- bia, Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 86, p. 487—494.
- HJULSTRÖM F., 1935: Studies of the Morphological Activity of Rivers as Illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 25, p. 221—527.
- 1952: The Morphology of the Alluvial Outwash Plains of Iceland and the Mechanics of Braided Rivers. *Internat. Geogr. Cong.*, 17th Sess., Washington 1952, Proc., p. 337—342.
- HJULSTRÖM F., ARNBORG L., JÓNSSON J., SUNDBORG A., 1954: The Hoffellsandur. Part I. *Geogr. Ann.*, vol. 36, p. 135—189.
- HOOKE R. LeB., 1967: Processes on Arid-region Alluvial Fans. *J. Geol.*, vol. 75, p. 438—460.
- 1968: Steady-state Relationships on Arid-region Alluvial Fans in Closed Basins. *Am. J. Sc.*, vol. 266, p. 609—629.
- 1974: Shear-stress and Sediment Distribution in a Meander Bend. *Univ. of Uppsala, Ungi Rapport* 30, p. 1—58.
- 1975: Distribution of Sediment Transport and Shear Stress in a Meander Bend. *J. Geol.*, vol. 83, p. 543—565.
- INGLIS C. C., 1949: The Behaviour and Control of Rivers and Canals. *Centr. Waterpower Irrigation and Navigation Res. Sta., Poona, Res. Publ.* 13, vol. 1 and 2, p. 1—486.
- JACKSON II R. G., 1975: Velocity — Bed-form — Texture Patterns of Meander Bends in the Lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 86, p. 1511—1522.
- 1976: Unsteady-flow Distributions of Hydraulic and Sedimentologic Parameters Across Meander Bends of the Lower Wabash River, Illinois-Indiana, USA. *Internat. Symp. "Unsteady flow in Open Channels"*, BHRA Fluid Engineering, Cranfield, Bedford, England, Paper G4, p. G4-35—G4-48.
- 1978a: Mechanisms and Hydrodynamic Factors of Sediment Transport in Alluvial Streams. [in:] *Tesearch in Fluvial Geomorph.*, Proc. 5th Guelph Symposium on Geomorphology, ed. R. Davidson-Arnott, W. Nickling, Univ. of East Anglia, Norwich, p. 9—44.
- 1978b: Preliminary Evaluation of Lithofacies Models for Meandering Alluvial Streams. *Fluvial Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir* 5, ed.: A. D. Miall, p. 543—576.
- JAHN A., 1956: Mapa pokryw i jej znaczenie geomorfologiczne. *Carte des nappes et son importance morphologique. Czasop. Geogr.*, vol. 27, p. 255—267.
- 1960: Czwartorzęd Sudetów. [in:] *Regionalna Geologia Polski*, T. 3, z. 2, ed.: H. Teisseyre, Kraków, p. 358—418.
- KARCZ I., 1968: Fluvialite Obstacle Marks from the Wadis of the Negev (Southern Israel). *J. Sed. Petrol.*, vol. 38, p. 1000—1012.
- 1969: Mud Pebbles in a Flash Floods Environment. *Ibid.*, vol. 39, p. 333—337.
- 1971: Development of a Meandering Thalweg in a Straight, Erodible Laboratory Channel. *J. Geol.*, vol. 79, p. 234—240.
- KELLER E. A., 1971: Areal Sorting of Bed-load Material: The Hypothesis of Velocity Reversal. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 82, p. 753—756.
- 1972: Development of Alluvial Stream Channels: a Five-stage Model. *Ibid.*, vol. 83, p. 1531—1536.
- 1977: The Fluvial System: Selected Observations. *Inst. of Ecology, Publ. No. 15, Riparian Forests in California: their Ecology and Conservation*. ed. A. Sands, Univ. of California, Davis, p. 39—46.
- 1978: Pools, Riffles and Channelization. *Environmental Geology*, vol. 2, p. 119—127.
- KELLER E. A., MELHORN W. N., 1973: Bedforms and Fluvial Processes in Alluvial Stream Channels: Selected Observations. [in:] *Fluvial Geomorphology*, Proc. 4th Ann. Geomorph. Symposium, ed. M. Morisawa, Publ. in Geomorphology, SUNY, Binghamton, p. 253—283.
- 1978: Rhythmic Spacing and Origin of Pools and Riffles. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 89, p. 723—730.
- KELLERHALS R., 1967: Stable Channels with Gravel-paved Beds. *Am. Soc. Civil Eng. Proc.*, vol. 93, no. WW-1, p. 63—84.
- KIRKBY M. J., 1972: Alluvial and Non-alluvial Meanders. *Area*, vol. 4, p. 284—288.
- KLIMASZEWSKI M., 1978: *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia). *Present-day Fluvial Processes and Relief of the Skeidarársandur Plain (Iceland)*. PAN, *Inst. Geogr., Pr. Geogr.*, nr 94, p. 1—139.
- 1974: The Retreat of Alluvial River Banks in the Wisłoka Valley (South Poland). *Geogr. Polonica*, vol. 28, p. 59—75.
- KRIGSTRÖM A., 1962: Geomorphological Studies of Sandur Plains and their Braided Rivers in Iceland. *Geogr. Ann.*, vol. 44, p. 328—346.
- LANE E. W., 1935: Stable Channels in Erodible Material. *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, Paper No. 1957, p. 123—142.
- 1955: The Importance of Fluvial Morphology in Hydraulic Engineering. *Proc. Am. Soc. Civil Eng.*, vol. 81, Paper No. 795, p. 1—17.
- 1957: A Study of the Shape of Channels Formed by Natural Streams Flowing in Erodible Material. U.S. Army Corps of Engineers, Missouri River Div., Omaha, Nebr., *Sedim. Series* 9, p. 1—106.
- LANE E. W., BORLAND W. M., 1953: River-bed Scour During Floods. *Am. Soc. Civil Eng. Trans.*, vol. 119, Paper No. 2712, p. 1069—1080.
- LANGBEIN W. B., LEOPOLD L. B., 1966: River Meanders — Theory of Minimum Variance. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 422—H, p. H1—H15.
- 1968: River Channel Bars and Dunes — Theory of Kinematic Waves. *Ibid.*, no. 422—L, p. 1—20.
- LAURSEN E. M., 1952: Observations on the Nature of Scour. *Proc. 5th Hydr. Conf.*, State Univ. of Iowa, *Studies in Engineering*, Bull. 34, No. 426, ed.: J. S. Mc Nown and M. C. Boyer, p. 179—197.
- LELIAVSKY S., 1955: *An Introduction to Fluvial Hydraulics*. Constable, London.
- LEOPOLD L. B., LANGBEIN W. B., 1966: River Meanders. *Scientific American*, June 1966, p. 60—70.
- LEOPOLD L. B., MADDOCK T. Jr., 1953: The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 252, p. 1—57.
- LEOPOLD L. B., MILLER J. P., 1956: Ephemeral Streams — Hydraulic Factors and Their Relation to the Drainage Net. *Ibid.*, no. 282—A, p. 1—37.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., 1957: River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. *Ibid.*, no. 282—B, p. 1—73.
- 1960: River Meanders. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 71, p. 769—794.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: *Fluvial Processes in Geomorphology*. W. H. Freeman, San Francisco and London.
- LEVEY R., 1976: Characteristics of Coarse-grained Point-bars, upper Congaree River, South Carolina. [in:] *Terrigenous Clastic Depositional Environments*, AAPG Field Course

- 1976, Univ. of South Carolina, Columbia, South Carolina, ed. M. O. Hayes and T. W. Kana, p. II-38-II-51.
- LOBECK A. K., 1939: Geomorphology. McGraw-Hill, New York and London.
- MADDOCK T. Jr., 1969: The Behaviour of Straight Open Channels with Movable Beds. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 622-A, p. A1-A70.
- MATTHES G. H., 1941: Basic Aspects of Stream Meanders. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 22, p. 632-636.
- 1947: Macroturbulence in Natural Stream Flow. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 28, p. 255-262.
- 1951: Paradoxes of the Mississippi. *Sci. American*, April 1951.
- McDONALD B. C., BANERJEE I., 1971: Sediments and Bed Forms on a Braided Outwash Plain. *Canadian Journ. Earth Sci.*, vol. 8, p. 1282-1301.
- McDONALD B. C., LEWIS C. P., 1973: Geomorphic and Sedimentologic Processes of Rivers and Coast, Yukon Coastal Plain. Environmental-Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Develop., Rep. No. 73-39, p. 1-245.
- McGOWEN J. H., GARNER L. E., 1975: Physiographic Features and Stratification Types of Coarse-grained Bars: Modern and Ancient Examples. Bureau of Eco. Geol., Univ. of Texas at Austin, *Geol. Circular 75-9*, p. 1-27.
- 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 Tech., Socorro, Mem. No. 4, p. 1-53.
- MOORE W. L., MASCH F. D., 1962: Experiments on the Scour Resistance of Cohesive Sediments. *J. Geophys. Research*, vol. 67, p. 1437-1449.
- PARKER G., 1975: Meandering of Supraglacial Melt Streams. *Water Resources Research*, vol. 11, p. 551-552.
- PARTHENIADES E., PAASWELL R. E., 1970: Erodibility of Channels with Cohesive Boundary. *Am. Soc. Civil. Eng. Proc.*, vol. 96, no. HY 3, p. 755-772.
- PATTON P. C., SCHUMM S. A., 1975: Gully Erosion, North-western Colorado: A Threshold Phenomenon. *Geology*, vol. 3, p. 88-90.
- RACHOCKI A., 1974: Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni. Course and Intensity of Present-day Fluvial Processes in the Radunia River as Example. PAN, Inst. Geografii, *Dokument. Geograf.* 1974/4, p. 1-121.
- RICHARDS K. S., 1972: Meanders and Valley Slope. *Area*, vol. 4, no. 4, p. 288-290.
- 1976a: The Morphology of Riffle-pool Sequences. *Earth Surf. Processes*, vol. 1, p. 71-88.
- 1976b: Complex Width-discharge Relations in Natural River Sections. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 87, p. 199-206.
- 1976c: Channel Width and the Riffle-pool Sequence. *Ibid.*, vol. 87, p. 883-890.
- RICHARDSON P. D., 1968: The Generation of Scour Marks Near Obstacles. *J. Sed. Petrol.*, vol. 38, p. 965-970.
- RITTER D. F., 1975: Stratigraphic Implications of Coarse-grained Gravel Deposited as Overbank Sediment, Southern Illinois. *J. Geol.*, vol. 83, p. 645-650.
- SADOWSKI M., 1971: Zapasy wody w pokrywie śnieżnej lewego dorzecza Odry. Water Equivalent in Snow Cover of Left Odra River Basin. *Prace PIHM*, z. 103, p. 25-55.
- SCHMUCK A., 1969: Klimat Sudetów, Climate of the Sudetes. Komitet Zagosp. Ziem Górskich PAN, no. 5 (18), Wrocław, p. 93-153.
- SCHUMM S. A., 1960a: The Effect of Sediment Type on the Slope and Stratification of some Modern Fluvial Deposits. *Am. J. Sc.*, vol. 258, p. 177-184.
- 1960b: The Shape of Alluvial Channels in Relation to Sediment Type. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 352-B, p. 17-31.
- 1961: Effect of Sediment Characteristics on Erosion and Deposition in Ephemeral-stream Channels. *Ibid.*, no. 352-C, p. 31-70.
- 1971: Fluvial Geomorphology in River Mechanics. [in:] Water Resources Publ., Fort Collins, Colorado, ed.: H. W. Shen, chapter 4, p. 4-1-4-30.
- 1972: Fluvial Paleochannels. [in] Recognition of Ancient Sedimentary Environments, ed. J. K. Rigby and W. M. K. Hamblin, SEPM, Spec. Publ. No. 16, p. 98-107.
- 1973: Geomorphic Thresholds and Complex Response of Drainage Systems. [in:] Fluvial Geomorphology, Proc. 4-th Ann. Geom. Symp., ed. M. Morisawa, SUNY, Binghamton, p. 299-310.
- 1976: Episodic Erosion: A Modification of the Geomorphic Cycle. [in:] Theories of Landform Development, New York State Univ., Binghamton, ed.: R. Flemal, W. Melhorn. Publ. in Geomorphology, p. 69-85.
- SCHUMM S. A., BEATHARD R. M., 1976: Geomorphic Thresholds: an Approach to River Management. Symposium on Inland Waterways for Navigation, Flood Control and Water Diversions, Vol. I, Colorado State Univ., Fort Collins, ASCE, p. 707-724.
- SCHUMM S. A., KHAN H. R., 1972: Experimental Study of Channel Patterns. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 83, p. 1755-1770.
- SCHUMM S. A., LICHTY R. W., 1963: Channel Widening and Flood-plain Construction Along Cimarron River in Southwestern Kansas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 352-D, p. 71-88.
- SCHUMM S. A., PARKER R., 1973: Implications of Complex Response of Drainage Systems for Quaternary Alluvial Stratigraphy. *Nature Phys. Sci.*, vol. 234, no. 128, p. 99-100.
- 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. Paper*, no. 422-M, p. M1-M38.
- SHEPHERD R. G., SCHUMM S. A., 1974: Experimental Study of River Incision. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 85, p. 257-268.
- SMITH D. G., 1974: Aggradation of the Alexandra-North Saskatchewan River, Banff Park, Alberta. [in:] Fluvial Geomorphology, ed. M. Morisawa, State Univ. of New York, Publ. in Geomorphology, Binghamton, p. 201-219.
- 1976: Effect of Vegetation on Lateral Migration of Anastomosed Channels of a Glacier Meltwater River. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 87, p. 857-860.
- 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, p. 299-300.
- STEWART J. H., LAMARCHE V. C. Jr., 1967: Erosion and Deposition Produced by the Flood of December 1964 on Coffee Creek, Trinity County, California. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 422-K, p. K1-K22.
- SUNDBORG A., 1956: The River Klarälven. A Study of Fluvial Processes. *Geogr. Ann.*, vol. 38, p. 125-316.

- SZAŁAMACHA J. and M., 1968: The Metamorphic Series of the Karkonosze—Góry Izerskie Mountains Block. Serie metamorficzne bloku karkonosko-izerskiego. *Bull. Inst. Geol.*, nr 222, p. 33–75.
- SZCZEPANKIEWICZ S., 1954: Rozwój doliny górnego Bobru u krawędzi łądłodu w Sudetach. *Czasop. Geogr.*, vol. 23/24, p. 122–137.
- SZPINDOR A., 1965: Wpływ bezwzględnej wzniesienia i zalesienia na kształtowanie się splotu w zlewniach górskich. *Zeszyty Nauk. WSR, Wrocław, Melioracja X*, nr 61, p. 43–63.
- 1974: Gospodarka wodna, PWN, Warszawa
- TEISSEYRE A. K., 1967: Clastic Wedges in the Lower Carboniferous of the Intrasudetic Basin. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. géol. et géogr.*, vol. 15, p. 15–22.
- 1975a: Sedymetologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Sedimentology and Paleogeography of the Kulm Alluvial Fans in the Western Intrasudetic Basin (Central Sudetes, SW Poland). *Geol. Sudetica*, vol. 9, nr 2, p. 1–135.
- 1975b: Pebble Fabric in Braided Stream Deposits, with Examples from Recent and “Frozen” Carboniferous Channels (Intrasudetic Basin, Central Sudetes). Ułożenie otoczków w osadach roztok. *Ibid.*, vol. 10, nr 1, p. 7–56.
- 1977a: 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. *Ibid.*, vol. 12, nr 1, p. 103–120.
- 1977b: Pebble Clusters as a Directional Structure in Fluvial Gravels: Modern and Ancient Examples. Skupienia otoczków jako struktura kierunkowa we współczesnych i kopalnych żwirach rzecznych. *Ibid.*, vol. 12, nr 2, p. 79–90.
- 1977c: 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. *Ibid.*, vol. 12, nr 2, p. 93–109.
- 1978: Physiography of Bed-Load Meandering Streams 2: Deposition of Channel-phase Sands and the Dispersion of Ripple- and Dune-Generated Cross-Lamination. *Ibid.*, vol. 13, nr 2, p. 7–20.
- 1979: Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich. Fluvial Processes in Winter, with Examples from Small Sudetic Rivers. *Ibid.*, vol. 14, nr 1, p. 126–157.
- TEISSEYRE J., 1968: Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki (Sudety Zachodnie). Geological Structure of the Metamorphic Mantle of the Karkonosze Granite in Miedzianka Region (Western Sudetes). *Ibid.*, vol. 4, p. 481–555.
- TEISSEYRE J. H., 1971: O wieku i następstwie warstw w skałach metamorficznych Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego. On the Age and Sequence of Beds in the Metamorphic Rocks of the Rudawy Janowickie Range and Lasocki Ridge. *Ibid.*, vol. 5, p. 165–210.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957: Geologia regionalna Polski. Tom III, z. 1, Sudety. ed.: H. Teisseyre. PWN, Kraków, p. 1–300.
- WALCZAK W., 1968: Dolny Śląsk, cz. I — Sudety. PWN, Warszawa.
- 1972: Sudety i Przedgórze Sudeckie. [in:] Geomorfologia Polski, Tom 1, Polska Południowa — góry i wyżyny. red. M. Klimaszewski, PWN, Warszawa, p. 167–231.
- WASSON R. J., 1974: Intersection Point Deposition on Alluvial Fans: an Australian Example. *Geogr. Ann.*, vol. 56, Ser. A, p. 83–92.
- 1977: Catchment Processes and the Evolution of Alluvial fans in the Lower Derwent Valley, Tasmania. *Z. Geomorph. N.F.*, vol. 21, p. 147–168.
- WISZNIEWSKI W., CHEŁCHOWSKI W., 1975: Charakterystyka klimatu i regionalizacja klimatyczna Polski. IMGW, p. 1–37.
- WOLMAN M. G., 1959: Factors Influencing Erosion of a Cohesive River Bank. *Am. J. Sc.*, vol. 257, p. 204–216.
- 1967: A Cycle of Sedimentation and Erosion in Urban River Channels. *Geogr. Ann.*, vol. 49A, p. 385–395.
- WOLMAN M. G., BRUSH L. M., 1961: Factors Controlling the Size and Shape of Stream Channels in Coarse Non-cohesive Sand. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, no. 282—G, p. 183–210.
- WOLMAN M. G., EILER J. P., 1958: Reconnaissance Study of Erosion and Deposition Produced by the Flood of August 1955 in Connecticut. *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 39, p. 1–14.
- WOMACK W. R., SCHUMM S. A., 1977: Terraces of Douglas Creek, Northwestern Colorado: An Example of Episodic Erosion. *Geology*, vol. 5, p. 72–76.
- YALIN M. S., 1964: Geometrical Properties of Sand Waves. *Am. Soc. Civil. Eng. Proc.*, vol. 90, HY 5, p. 105–109.
- 1971: On the Formation of Dunes and Meanders. *Internat. Ass. Hydr. Research, 14-th Cong., Paris*, vol. 3, p. C13-1—C13-8.
- 1972: Mechanisms of Sediment Transport. Pergamon Press, Oxford.
- YANG C. T., 1971: Formation of Riffles and Pools. *Water Resources Research*, vol. 7, p. 1567–1574.
- ZIERHOFFER A., 1935: Kilka przykładów działania wód powodziowych w dorzeczu Stryja i Oporu. Obserwacje z roku 1927. Quelques effets morphologiques de la crue dans le bassin de Opór—Stryj, août 1927. *Czasop. Geogr.*, 1935, z. 2–4, p. 292–297.
- ZIĘTARA T., 1968: Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. Part Played by Torrential Rains and Floods on the Relief of Beskid Mountains. PAN, Inst. Geografii, *Pr. Geogr.*, nr 60, p. 1–116.
- ŻAK Cz., 1958: Budowa i rozwój zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej. Structure and the Development of the Western Limb of the Intrasudetic Basin. *Bull. Inst. Geol.*, vol. 129, p. 5–109.

Andrzej Karol TEISSEYRE*

PROCESY FLUWIALNE NA „MOKRYM” STOŻKU MISZKOWIC. CZĘŚĆ I: EROZJA I FORMY EROZYJNE

Streszczenie

Wyjątkowo mokry rok hydrologiczny 1976/77 przyniósł w dorzeczu górnego Bobru dwie powodzie: w dniach 20–22 maja oraz w pierwszej dekadzie sierpnia 1977. Powódź majowa była następstwem deszczu nawalnego w dniu 20 maja, kiedy to notowano w oddalonej o 6 km od terenu badań Lubawce 40,2 mm opadu. Katastrofalna powódź sierpniowa wystąpiła na stożku Miszkowic w dniach 1–3 sierpnia po deszczu nawalno-rozlewnym w dniach 31 VII–2 VIII 1977. W Lubawce zanotowano wtedy 126,3 mm opadu, co stanowiło 12,7% opadu w roku 1977

(tabela 1). Lokalnie powodzie te spowodowały znaczne zmiany morfologiczne w strefie aktywnych koryt rzecznych, a zwłaszcza na stożkach napływowych. Praca niniejsza zawiera podsumowanie wyników badań terenowych prowadzonych w dolnym odcinku rzeki Złotnej (fig. 2), w dolinie Bobru powyżej zapory w Bukówce oraz w niektórych innych dolinach rzek sudeckich. Na dolnej Złotnej systematyczne obserwacje prowadzono od roku 1971, a ciągłe pomiary natężenia erozji wykonano w latach 1977–1978.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ, KLIMATU I PRZEPIŁYU

Złotna odwadnia obszar o powierzchni około 28 km² położony na wschodnich stokach Lasockiego Grzbietu łączącego się z grzbietem Karkonoszy na przełęczy Okraj (ok. 1046 m npm). Jest to w większości obszar górski o dużych wysokościach względnych i znacznych spadkach zboczy. Najwyższe wzniesienia w zlewni Złotnej to Łysocina (1187,5 m npm), Borowa (1055,1 m npm), wzgórze 941,9 m npm oraz Kopina (910,1 m npm). Lejkowate zagłębienie źródłowe Złotnej leży na południowy wschód od przełęczy Okraj na wysokości 1000–1100 m npm. Złotna uchodzi do Bobru na wschód od Miszkowic na wysokości 517 m npm. Długość doliny Złotnej wynosi około 10 km, średni zaś spadek 0,05. Rzeczywiste spadki dna doliny wynoszą w strefie źródłowej 0,43, na odcinku górnym – 0,1244 – 0,0649, na odcinku środkowym – 0,0519 – 0,02 oraz na odcinku ujściowym 0,0188 – 0,0087.

Dorzecze Złotnej jest podścielone trzema zasadniczymi zespołami skał:

- 1) skałami metamorficznymi okrywy granitu Karkonoszy (starszy paleozoik);
- 2) lądowymi skałami osadowymi rozwiniętymi w facji kulmu (dolny karbon);
- 3) nieskonsolidowanymi skałami osadowymi obejmującymi utwory stokowe i aluwia (czwartorzęd, częściowo neogen; Jahn 1956).

Utwory kenozoiczne są reprezentowane przez gliny i grzywałki z boczowe oraz aluwia rozwinięte w dolinach rzek. Aluwia to głównie żwiry z podrzędnyimi wkładkami piasków, a poniżej granicy lasu także gliny aluwialne z wkładkami mułów, drobnoziarnistych żwirów, piasków i lokalnie ilów.

Zlewnia Złotnej leży w strefie klimatu górskiego o pewnych wpływach oceanicznych. Średnia roczna temperatura waha się tu w granicach +3 ÷ +4°C. Średnie temperatury stycznia wynoszą –6 ÷ –4°C, a lipca +12 ÷ +14°C. Okres wolny od mrozów i przymrozków trwa nie dłużej niż 120–130 dni w dolnych częściach zlewni i jest znacznie krótszy w obszarze źródłowym. Średni roczny opad zmienia się w granicach 800–1100 mm. Opady koncentrują się głównie w okresie maj–październik (500–600 mm). W okresie tym występują na omawianym obszarze deszcze nawalne, zaś późną jesienią deszcze rozlewne. Największe zapasy wody w pokrywie śnieżnej przypadają na miesiące luty–marzec (Sadowski 1971).

Według szacunkowych obliczeń autora średni roczny przepływ w strefie ujścia Złotnej wynosi 0,45–0,50 m³s⁻¹. Z badań Szpindora (1965, 1974) wynika, że przy średnim zalesieniu zlewni Złotnej wynoszącym około 70% i średnim wzniesieniu około 750 m npm średni spływ jednostkowy powinien wynosić 0,0165 m³(s km²)⁻¹, co daje średni roczny przepływ u ujścia 0,462 m³ s⁻¹. Najniższy notowany przez autora przepływ (sierpień 1975) wynosił 0,05 m³s⁻¹, najwyższy przepływ powodziowy (sierpień 1977) wynosił natomiast 35–40 m³s⁻¹. Orientacyjny przepływ pełnokorytowy na obszarze stożka Miszkowic wynosi 12–15 m³s⁻¹. Złotna odznacza się dużymi wahaniami stanów i przepływów. Powodzie występują najczęściej wiosną i latem, duże wezbrania towarzyszą natomiast z reguły okresom roztopów, zwłaszcza po śnieżnych zimach. Przepływy w ujściowym odcinku Złotnej ilustruje figura 1, zaś opady na stacji pluwiometrycznej w Lubawce podane są w tabeli 1.

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

STOŻEK MISZKOWIC (pl. I)

Układ sieci rzecznej na omawianym w tej pracy obszarze ulegał zmianom prawdopodobnie od neogenu (Jahn 1960; Walczak 1972). Prabóbr płynął ku północy omijając górę Zadzierną na poziomie 560–580 m npm (fig. 2). W plejstocenie układ ten uległ zmianie w związku z zatamowaniem przez łądłód dolin Bobru i Zadrnej w rejonie na południe od Kamiennej Góry. Bóbr, Złotna i Dębica skierowały się ku wschodowi rozcinając grzbiet wzgórz kulmowych wzdłuż obecnej płaskodennej doliny Bobru oraz obniżen położonych na południe od wzgórza Zamczek (fig. 2). Neogeńska (?) Złotna wpadała do Bobru na południe od Miskowic, a u jej ujścia powstał duży stożek napływowy. Drugi stożek napływowy zwany w tej pracy starym stożkiem Miskowic (II na fig. 2) utworzył się prawdopodobnie w plejstocenie u wylotu nowego, przelomowego koryta Złotnej. Nie wiadomo dokładnie, jaka przyczyna spowodowała przetrzucenie dolnej Złotnej do obecnej doliny Miskowic. W holocenie stożek ten został rozcięty i utworzył się nowy, wcięty, wtórny stożek Miskowic (I na fig. 2; pl. I, I). Powierzchnia tego stożka wynosi około 0,25 km², natomiast powierzchnia zlewni Złotnej 28 km². W czasie ostatnich 70 lat natężenie sedymentacji

na stożku wyraźnie zmalało dzięki dobrej zabudowie potoków i wzorowo przeprowadzonej melioracji przeciwoerozyjnej stożków (także w lasach). Sedymentacja związana z wezbraniem występuje głównie w strefie wciętego koryta, natomiast sedymentacja powodziowa koncentruje się głównie w środkowej części stożka (pl. I, 2, 3). W ciągu ostatnich 70 lat przyrost osadów w strefie wciętego koryta meandrowego wynosił średnio 0,5–0,8 m, a w opuszczonych korytach nawet do 1,7 m. Średnia szybkość przyrostu gliny aluwialnej wyścielającej stożek wynosi 1,5–2 mm rocznie. Prawdopodobnie cała warstwa tej gliny powstała w okresie historycznym, to jest od końca XIII w. Syntetyczny profil osadów stożka Miskowic w strefie powyżej zwierciadła wody gruntowej przedstawia tabela 2, natomiast profil poprzeczny przez stożek ilustruje figura 3. Powstanie powierzchniowej warstwy osadów stożka Miskowic, a w szczególności poziomu glin aluwialnych, autor łączy przede wszystkim ze zmianą warunków środowiskowych w zlewni wywołaną kolonizacją terenu, częściowym wylesieniem zlewni i uprawą pól w dolnej jej części (por. Wolman 1967).

KORYTO ZŁOTNEJ (pl. I, II, IX i X)

Na początku XX w. dolna i górna Złotna została uregulowana i na stożku Miskowic wytyczono nowe koryto aluwialne o przekroju trapezowym (fig. 4, 16; pl. IX, I). W górnej części stożka koryto to okazało się stabilne i pozostało prawie bez zmian do roku 1979. Parametry tego koryta były następujące: średnia szerokość przy średniej wodzie – 4 m, średnia głębokość 0,25 m, średnia głębokość pełnokorytowa 1,45 m, średnia prędkość przepływu przy średniej wodzie 0,6–1,2 ms⁻¹, spadek 0,0087, powierzchnia przekroju koryta 10–14 m², dno wybrukowane grubym żwirem, brzegi zbudowane z grubego żwiru, trasa prosta. Poniżej pierwszego zakrętu (punkt 3, fig. 5) koryto to okazało się niestabilne i uległo przeobrażeniu w półnaturalne koryto kręte (pl. II). Pojemność koryta malała sukcesywnie aż do punktu 9, który w czasie powodzi sierpniowej stał się punktem wynurzenia (pl. I, 2). Zmiana charakteru przepływu w tym punkcie, połączona z wylewaniem się dużej części

wody na powierzchnię stożka, spowodowała przeciążenie przepływu obciążeniem dennym i jego zaczopowanie między punktami 9 i 13 (pl. X, I).

W wyniku badań terenowych ustalono, że meandrujący charakter koryta Złotnej utrzymywał się na stożku Miskowic prawdopodobnie od początku okresu historycznego (od końca XIII w.). Przed kolonizacją koryto miało być może układ roztokowy. Kolonizacja terenu, częściowe wylesienie zlewni, które osiągnęło maksimum, jak się wydaje, w pierwszej połowie XIX w., spowodowało wzmoczoną erozję gleby i doprowadziło do powstania na stożku Miskowic pokrywy gliny aluwialnej. Świadczy o tym zawartość we wszystkich poziomach glin wyrobów ceramicznych, fragmentów żelaznych przedmiotów, a przede wszystkim warstw węgla drzewnego związanego z działalnością węglarzy w górnej części zlewni (do XIX w.).

DWIE POWODZIE W ROKU 1977

(pl. I, IV, VI i VII)

W roku hydrologicznym 1976/77 wystąpiły na stożku Miskowic dwie powodzie: w dniach 21–22 maja oraz 1–3 sierpnia 1977. Mniejsza powódź majowa była wynikiem deszczu nawalnego, który w Lubawce dał ponad 40 mm opadu. Maksymalny przepływ powodziowy wynosił 12–15 m³s⁻¹ (lub 0,4–0,5 m³ (s km²)⁻¹). Poniżej punktu 9 przepływ miał charakter przepływu ponadpełnokorytowego. W czasie tej powodzi sedymentacja ograniczyła się głównie do strefy wciętego koryta, a niewielkie ilości drobnego materiału zostały złożone na niektórych przykorytowych częściach stożka. W ciągu dwóch miesięcy osady pozakorytowe zostały prawie całkowicie rozmyte przez deszcze i już w lipcu były ledwie dostrzegalne.

Druga, katastrofalna powódź wystąpiła w dniach 1–3 sierpnia po wielkim opadzie w dniach 31 VII–2 VIII 1977 (120–375 mm opadu w zależności od wysokości). Maksymalny przepływ powodziowy wynosił 35–40 m³s⁻¹ lub 1,25–1,43 m³ (s km²)⁻¹. Szczyt fali powodziowej przechodził przez stożek Miskowic w nocy z 1 na 2 sierpnia. Poniżej punktu 3 przepływ był wyższy niż pełnokorytowy i znaczna część stożka znalazła się pod wodą (pl. I, VII). W okresie dwóch–trzech dob na stożku zostało zdeponowane około 4000–5000 m³ żwiru i piasku, z czego ponad 1000 m³ utworzyło potężny korek żwirowy między punktami 9 i 13 (pl. X, I).

PROCESY I FORMY EROZYJNE

EROZJA BOCZNA I MORFOLOGIA PODCIĘĆ BRZEGOWYCH
(pl. II–VII)

W wyniku wspomnianych powodzi na stożku Miskowic erozja boczna wystąpiła w 42 miejscach (dodatek I). W 12 miejscach erozja boczna była związana z przepływem wód powo-

dziowych przez meandry i zakręty (pl. II), w 11 miejscach erozja boczna wystąpiła przy wewnętrznym brzegu pseudomeandrów (pl. II, I), w takiej samej liczbie miejsc przy opływie dużych przeszkód, w 6 odcinkach koryt prostych, w których nurt meandrował, oraz w 2 miejscach w związku z opływem szerokich

łach poprzecznych (bystrzyków, pl. VIII, 2). Erozja boczna była wszędzie asymetryczna.

Na łukach i w meandrach przebieg i natężenie erozji bocznej zależały głównie od geometrii zakrętów (promienia łuku charakteru krzywizny, szerokości koryta), charakteru przepływu i stopnia jego zakłócenia (głębokości koryta, prędkości przepływu, tzw. wirowości oraz wartości naprężeń stycznych i liczb Froude'a) oraz od warunków brzegowych (wysokość i budowy brzegu, własności litologicznych gruntów aluwialnych i szorstkości brzegu). Z rozważań hydrodynamicznych wynika, że u wejścia do meandra struga największej prędkości powinna ścinać zakręt i zbliżać się do brzegu wewnętrznego (Matthes 1941, 1947; Friedkin 1945; Leliavsky 1955; Leopold i Wolman 1960; Leopold *et al.* 1964; Henderson 1966; Hooke 1975; McGowen i Garner 1975; Levey 1976; Baker 1977 i inni). Obserwacje terenowe autora wykazały, że przepływ w naturalnych korytach aluwialnych stosuje się tym lepiej do tej zasady, im większa jest liczba Froude'a (por. Hooke 1974, 1975; Parker 1975). Najlepszą zgodność obserwowano przy przepływie nadkrytycznym (pl. IV, 1, 2). Zbliżanie się strugi największej prędkości do brzegu wewnętrznego powoduje erozyjne ścinanie w czasie powodzi górnych części łach meandrowych, a w pseudomeandrach w ogóle zapobiega ich tworzeniu (pl. II, 1, 2). Przez pseudomeandry autor rozumie za Wolmanem i Brushem (1961) łagodne zakręty o dużym spadku i przewadze przepływu nadkrytycznego. W meandrach struga największej prędkości przesuwa się następnie pod brzeg zewnętrzny i jednocześnie zanurza się pod powierzchnię wody (Wolman 1959; Leopold i Wolman 1960; Hooke 1974, 1975). W meandrach przepływ powodziowy atakuje brzeg zewnętrzny najsilniej w jego części dolnej, poniżej osi zakrętu (Leopold i Wolman 1960; Englund 1974, 1975; Hooke 1974, 1975). U wejścia do meandra, przy brzegu wewnętrznym, natężenie erozji bocznej jest zwykle mniejsze (pl. IV, 2–4). W wyniku przejścia przez meander dużej powodzi obserwuje się często zwiększenie długości fali i promienia meandra, wzrost długości koryta krętego oraz pewne zmniejszenie jego krętości (por. Daniel 1971; Keller, Melhorn 1973; Ferguson 1973a; Parker 1975).

W czasie przepływów średnich i wezbrań obserwuje się inną lokalizację stref wzmożonej erozji bocznej. Struga największej prędkości towarzyszy teraz brzegowi zewnętrznemu. Przepływ ulega kontrakcji na zejściach z bystrzyków międzimeandrowych i w górnej części przegłębień meandrowych. W związku z tym erozja boczna występuje głównie wzdłuż górnych odcinków brzegu zewnętrznego. Przepływy międzypowodziowe dążą więc do przywrócenia geometrii meandra sprzed powodzi przez zmniejszanie promienia jego krzywizny.

Zmiany położenia strugi największej prędkości w korycie ilustruje schematycznie figura 6. W meandrach istnieje tendencja do rozwidlania się przepływu w strefach łach meandrowych, co w czasie powodzi może spowodować częściowe ich odcinanie lub przecięcie szyi meandrowej (fig. 6A, pl. IV; por. Hickin 1969; Bridge 1975; Baker 1977; A. K. Teisseyre 1977a). Figury 6 B–1 i 6 B–2 pokazują powstanie pseudomeandra w warunkach przepływu powodziowego nadkrytycznego. Pseudomeandry (pl. II) wykazują następujące cechy charakterystyczne:

1) struga największej prędkości przebiega w pobliżu brzegu wewnętrznego, przy którym brak łachy meandrowej;

2) występują dwa strome, podcinane brzegi: brzeg wewnętrzny erodowany przez zawirowania związane ze strugą największej prędkości (duże gradienty prędkości i duże naprężenia styczne) i brzeg zewnętrzny erodowany głównie przez wiry zaindukowane przez cyrkulację wsteczną;

3) przegłębienie korytowe obejmuje cały zakręt, niekiedy z wyspą pośrodku zbudowaną z drobnego materiału detrycz-

nego osadzonego w czasie trwania przepływów średnich (wyspa narasta w środku dużej komórki wirowej);

4) dno przegłębienia jest często nachylone w stronę brzegu wewnętrznego — widomy znak występowania przy tym brzegu przepływu nadkrytycznego (Henderson 1966).

Natężenie erozji bocznej w meandrach zależy od intensywności turbulencji, która z kolei uzależniona jest głównie od stopnia zakłócenia przepływu, a więc od morfologii brzegu i dna oraz promienia meandra (Leopold i Wolman 1960; Langbein i Leopold 1966; Jackson II 1975; Levey 1976). Ostre zakręty, zakręty o bardzo szorstkich ścianach i szorstkim dnie koryta powodują znaczne straty energetyczne i spiętrzenie wody u wejścia do takich zakrętów. Spiętrzenie to może być tak znaczne, że stan wody może lokalnie przewyższyć stan pełnokorytowy, mimo że powyżej i poniżej ostrego zakrętu stan jest niepełnokorytowy (fig. 7).

Struktura turbulencji przepływu powodziowego była badana w trakcie rekonesansów terenowych, a wyniki obserwacji konfrontowano ze zdjęciami fotograficznymi i filmowymi (pl. III, VI, VII). Strukturę turbulencji można było badać szczególnie na odcinkach koryt prostych o stosunkowo małym spadku i przepływie powodziowym podkrytycznym (pl. III). Przy brzegach takich koryt obserwowano periodyczne zmiany charakteru wirów. „Cykl” wirów rozpoczynał się pojawieniem na względnie wyrównanej powierzchni wody wirów zstępujących o osi pionowej (pl. III, 1). Wzrost prędkości kątowej takich wirów prowadzi w końcu do ich wessania w głębsze partie przepływu (wir znika z powierzchni wody). Chwilę później nieco poniżej miejsca wessania wynurza się przy brzegu wir śrubowy o osi poziomej. Wzrost prędkości kątowej takiego wiru prowadzi do jego pęknięcia (pl. III 2–4; por. Jackson II 1978b), po czym powierzchnia wody na chwilę uspokaja się. Opisane wiry cechuje normalny kierunek obrotu, czyli są one prawoskrętne przy brzegu prawym i odwrotnie. Należy tu dodać, że prądy wsteczne powodują powstanie przy brzegu wirów o odwrotnym kierunku obrotu (Matthes 1947). W meandrach struktura turbulencji jest jednak zwykle bardziej skomplikowana. Obserwowano w nich także wiry poziome śrubowe o przeciwnym kierunku obrotu — wiry odwrotne (lewoskrętne przy brzegu prawym). Wiry te związane są albo ze zjawiskiem naporu hydrodynamicznego (zwykle pod kątem mniejszym od 90°), albo też tworzą się przy lewym („normalnym”) brzegu rzeki, po czym przemieszczają się przy dnie koryta by wynurzyć się przy przeciwnym brzegu jako wir odwrotny. Oprócz wspomnianych wirów w korytach badanych rzek obserwowano też wstępujące wiry o osi pionowej przypominające grzyb (pl. VI, 3). Silna erozja brzegów łączy się zwłaszcza z działalnością wirów śrubowych, które w ostrych zakrętach i przy opływie dużych przeszkód mogą być stacjonarne przez dłuższy czas. Wiry takie powodują powstanie przy brzegu znacznej nadwyżki naprężenia stycznego, co powoduje intensywne rozmywanie gruntów aluwialnych oraz migrację brzegów meandrów i nisz brzegowych (por. Hooke 1974, 1975). Z działalnością odwrotnych wirów śrubowych o osi poziomej łączy się też powstanie wtórnego przepływu helikoidalnego o innym charakterze niż to było zazwyczaj podawane w literaturze. W porównaniu z przepływem helikoidalnym, znanym z większych rzek o małym spadku, opisywany przepływ wtórny odznacza się małym skokiem i dużą prędkością, która może podlegać szybkim zmianom. Ponadto przepływy te działają tylko w czasie dużych wezbrań i powodzi.

Działalność stacjonarnych wirów o osi poziomej może być zarejestrowana w morfologii podcięć brzegowych, przede wszystkim meandrowych (pl. IV, 2–4). Przy podcinanym brzegu zewnętrznym meandrów mogą jednocześnie wystąpić pary takich wirów o przeciwnym kierunku obrotu (fig. 8). Lokalne

zakłócenia przepływu związane z ukształtowaniem dna lub brzegów mogą powodować powstanie w pobliżu brzegów tylko jednego typu wirów (fig. 11).

Układ przepływów wtórnych zaindukowanych przy dnie przez wiry o osi poziomej może być też utrwalony pod postacią struktur sedimentacyjnych, na przykład przez ułożenie żwirów płaskich. Przypadek taki ilustruje figura 9, na której pokazano schematycznie układ prądów wtórnych wywołanych przez duży, prawoskrętny (normalny) wir śrubowy o osi poziomej. Prąd denny zaindukowany przez ten wir spowodował bardzo wyraźne ułożenie otoczków płaskich leżących na łasze śródkorytowej (fig. 9B; pl. IV, 4). Podobne struktury w formie „zamrożonej” są znane także z osadów kopalnych (A. K. Teisseyre 1975b).

W czasie powodzi brzegi aluwialne były niszczone przez rozmywanie, eworsję i abrazję (grunty spoiste; pl. V, VI) oraz przez rozmywanie i eluwację, czyli wymywanie (grunty sypkie). Inny proces ułatwiający rozmywanie gruntów sypkich łączy się z powrotnym przesączaniem się wody (ang. return seepage) z gruntu brzegów po opadnięciu fali powodziowej (Inglis 1949; Leopold i Wolman 1960; Klimek 1972, 1974; Rachocki 1974). Grunty silnie spoiste (iły) były niszczone prądem wydzierającym z brzegu grudki ograniczone szczelinami z wysychania (por. Karcz 1969). Większość erodowanych brzegów aluwialnych na badanym odcinku Złotnej należało do typów C i D (fig. 8). Tłumaczy się to z jednej strony działalnością dużych wirów śrubowych o osi poziomej, a z drugiej strony faktem, że w strefie między średnią wodą a dolnym zasięgiem korzeni traw grunty aluwialne są najbardziej podatne na rozmywanie. Podcinanie brzegów przez erozję prowadzi często do obrywów ziemnych, które dostarczają do rzeki duże bloki glin aluwialnych (Klimek 1974; Rachocki 1974). Obserwacje przeprowadzone na dolnej Złotnej wskazują, że bloki takie mogą zachować się w stanie kopalnym, szczególnie w osadach typu korków żwirowych. Prawdopodobnie także przynajmniej niektóre kliny klastyczne opisane uprzednio przez autora mogą być takiego właśnie pochodzenia (por. A. K. Teisseyre 1967, 1975a).

Bardzo pospolitą strukturą powodziową są odwrócone płyty darniowe (fig. 10A; pl. VII 1, 2). Tworzą się one szczególnie w miejscach dużych wypływów wód z koryta, a więc na krawędzi nisz brzegowych (punkt 30), przy niektórych brzegach zewnętrznych meandrów (punkty 12, 32), jak i przy brzegu wewnętrznym pseudomeandrów (punkt 11). Odwrócone płyty darniowe tworzą się w takich miejscach u wylotu stromo nachylonych koryt wylotowych, zwanych w tej pracy rampami gładów krewasowych (por. Ritter 1975). Struktury te mogą być wskaźnikami transportu, choć szanse ich zachowania w stanie kopalnym są prawdopodobnie niskie.

Erozja boczna wiąże się często z erozją denną, zwłaszcza w warunkach przepływów niedociążonych materiałem dennym. Na stożku Miskowic warunki takie wystąpiły w czasie powodzi majowej. W warunkach przepływów przeciążonych, jakie miały na przykład miejsce w czasie powodzi sierpniowej, silna erozja boczna towarzyszyła akumulacyjnemu podnoszeniu dna i spłycaniu przegłębień wymytych w czasie powodzi majowej. Erozję taką notowano zwłaszcza w strefie bystrzyków koryt prostych (pl. VIII, 2) lub bystrzyków międzymeandrów. Zjawisko erozji bocznej związanej z przepływami przeciążonymi można uzasadnić następująco. Depozycja warstwy grubego materiału w korycie powoduje zmniejszenie jego głębokości i współczynnika szorstkości, na skutek czego wzrasta prędkość przepływu. Oznacza to wzrost naprężeń stycznych przy brzegach koryta i erozję brzegów, które są zwykle zbudowane z materiału bardziej drobnoziarnistego niż odłożony bruk korytowy. Jeżeli przepływ obciążenia dennego będzie trwał nadal, wzrost szerokości koryta wywołany przez erozję będzie sprzyjał dalszej sedy-

mentacji bruku korytowego, aż do ustalenia stanu równowagi (Smith 1940; Leopold i Wolman 1957; Maddock Jr., 1969). Podobne zjawiska zachodzą na większą skalę w rzekach roztokowych i rzekach o małej krętości (Hjulström 1952; Hjulström *et al.* 1954; Krigström 1962; Klimek 1972, 1974; Bluck 1974, 1976).

Natężenie erozji bocznej było w czasie obu powodzi roku 1977 bardzo zróżnicowane. W czasie powodzi majowej brzegi cofnęły się od 0 do 1,5 m, czyli 0 do 0,375 w (w — szerokość koryta). Średnie cofnięcie brzegów wynosiło 0,61 m, czyli 0,153 w . W czasie powodzi sierpniowej brzegi cofnęły się od 0 do 2,3 m, czyli od 0 do 0,575 w , a średnie cofnięcie wynosiło 0,89 m, czyli 0,223 w . Cofnięcie brzegów w ciągu dwóch dób przepływu zbliżonego do pełnokorytowego w maju 1977 było równe maksymalnemu rocznemu ubytkowi brzegów w okresie międzypowodziowym 1972–1976. Według pomiarów autora średnie cofnięcie brzegów dolnej Złotnej zmieniało się we wspomnianym okresie od 0,02 do 0,15 w /rok. Wyniki tych pomiarów potwierdzają od dawna znaną zasadę, mówiącą że w małych zlewniach zasadnicze zmiany morfologiczne przebiegają w sposób katastrofalny (Zierhoffer 1935; Wolman i Eiler 1958; Hack i Goodlett 1960; Stewart i LaMarche Jr. 1967; Baker 1977; Baker i Pentead-Orellana 1977).

Dane dotyczące erozji zawarte w dodatku I pochodzą prawie wyłącznie z bezpośrednich pomiarów terenowych na odcinkach koryt, na których umieszczono repery. W przypadku braku takich pomiarów o rozmiarach erozyjnego cofnięcia brzegów mogą informować obserwacje pośrednie, na przykład odwrócone płyty darniowe (fig. 10A), wiszące płyty i podmyte konstrukcje (fig. 10B), korzenie świeżo wymyte z gleby (fig. 10C), a także duże bloki gliny aluwialnej zachowane w korycie w bezpośrednim sąsiedztwie miejsca oderwania (fig. 10D). Obserwacje wielu meandrów przed i po powodzi wykazały, że innym kryterium ustalania miejsc oraz rozmiarów cofnięcia brzegów może być obserwacja świeżo wynurzonych łąch żwirowych, stanowiących najmłodsze przedłużenie platformy łąchy meandrowej. Szerokość tych pasów żwiru, mierzona przy średniej wodzie, jest w przybliżeniu równa erozyjnemu ubytkowi brzegu zewnętrznego (pl. II, 3; IV, 2, 3; V, 1; por. Hickin 1974; Hickin i Nanson 1975). Pomiary szerokości łąch nie dają wiarygodnych rezultatów, jeżeli migracja boczna koryta jest bardzo powolna lub jeżeli jednorazowe boczne przesunięcie brzegu przekracza wartość 0,4 w .

EROZJA DENNA I MORFOLOGIA PRZEGŁĘBIEN KORYTOWYCH

W czasie obu powodzi na stożku Miskowic depozycja przeważała nad erozją. Niemniej w strefie koryta Złotnej erozję denną zanotowano w 33 miejscach, z czego 28 przypadało na zakręty, nisze brzegowe (pl. VI) i miejsca opływania dużych przeszkód. Na 5 odcinkach prostych erozja denna była związana z meandrowaniem nurtu w korycie. Erozji ani depozycji nie zanotowano jedynie na prostym, stabilnym odcinku Złotnej w górniej części stożka Miskowic, między punktami 1 i 3 (fig. 4, 5; pl. IX, 1).

Erozja denna łączy się genetycznie bezpośrednio z warunkami przepływu i intensywnością turbulencji w korycie aluwialnym. W celu zbadania tych zjawisk wykonano wiele podłużnych i poprzecznych przekrojów hydrologicznych w korycie dolnej Złotnej i na odcinku Bobru powyżej zapory w Bukówce (odcinek badawczy w Bukówce). We wszystkich korytach, z wyjątkiem wspomnianego stabilnego odcinka Złotnej, panował przepływ nierównomierny nawet w tych odstępach czasu, w których przepływ mógł być uważany za ustalony. Przeprowadzone obserwacje wykazały też, że charakter hydrodynamiczny prze-

plywu pełnokorytowego jest inny niż jakiegokolwiek innego przepływu niższego (por. Leopold i Wolman 1957; Jackson II 1975; 1978b). Przepływ pełnokorytowy odznacza się dość wyrównaną (w sensie statystycznym) powierzchnią wody, której spadek jest zbliżony do lokalnego spadku dna doliny (Leopold i Langbein 1966; Langbein i Leopold 1966; Richards 1976c). Nierównomierność quasi-ustalonego przepływu powodziowego przejawia się głównie w ekspansji i kontrakcji oraz separacji prądu bez spiętrzenia na małą skalę (w rzeczywistości spiętrzenie na dużą skalę zachodzi w miejscach połączenia rzek). W czasie trwania przepływów niższych niż pełnokorytowe nierównomierność przepływu przejawia się zawsze spiętrzeniem wody, głównie na bystrzykach, które odgrywają wówczas rolę przelewów o szerokiej koronie. Przepływ podlega wówczas skomplikowanemu zjawiskom ekspansji, kontrakcji, spiętrzenia, separacji i wypływu i ma charakter trójwymiarowy. Zróżnicowanie podłużnego profilu dna rzeki na odcinku o spadku stromym, łagodnym, poziomym i przeciwnym zaznacza się wówczas wyraźnie w położeniu powierzchni wody. Ogólnie biorąc zróżnicowanie spadków dna koryta jest wówczas większe niż głębokości i prędkości przepływu (Langbein i Leopold 1966).

W celu zbadania tych zjawisk w korytach o różnej geometrii i przy różnym przepływie wykonano szereg przekrojów i obserwacji hydrologicznych, z których jeden przedstawia figura 12. Ilustruje ona przebieg zjawisk hydrodynamicznych w meandrze B-1 na Bobrze na odcinku badawczym w Bukówce. W czasie przepływu zbliżonego do średniego stwierdzono kontrakcję przepływu na zejściach z bystrzyków. W tych miejscach panował przepływ nierównomierny przyspieszony, linia wysokości prędkości osiągała najwyższe położenie, a prędkości przepływu, liczby Froude'a i naprężenia styczne były największe. Są to miejsca zamiany energii potencjalnej na energię kinetyczną strumienia, a także miejsca dużych strat energetycznych potęgowanych jeszcze przez zjawisko progu wodnego poniżej zejścia z brzyzdy (na bystrzykach przepływ jest najczęściej nadkrytyczny). Powoduje to silną erozję dna wzdłuż zejścia z bystrzyka i w górnej części przegłębienia korytowego (erozja wsteczna na bystrzykach; pl. VIII, 2–4; por. Klimek 1972). Jednocześnie w tym samym czasie prąd ulega rozpraszaniu w niższej części przegłębienia. Następuje tu zamiana energii kinetycznej na energię potencjalną, która osiąga maksimum w pobliżu grzbietu niżej położonego bystrzyka. Zmniejszenie prędkości przepływu, liczb Froude'a i naprężeń stycznych powoduje depozycję w środkowych i dolnych częściach przegłębienia (depozycja wsteczna w przegłębieniach). Natężenie tej akumulacji i jej charakter zależą od natężenia przepływu osadu i charakteru obciążenia w czasie przepływów średnich.

Z drugiej strony, w czasie przepływu zbliżonego do pełnokorytowego prąd ulega ekspansji na bystrzykach, których pojemność jest prawie zawsze większa niż pojemność koryta w meandrach (tabela 3; fig. 12; por. też Richards 1976c). Powoduje to powstanie w strefie bystrzyków przepływu nierównomiernego zwolnionego i depozycję części najgrubszego obciążenia dennego (por. Keller 1971, 1977, 1978; Keller i Melhorn 1978; Gustavson 1974). Bystrzyki spływają się, rosną na wysokość, a także na boki (pl. VIII, 2). W wyniku tych zjawisk pojemność koryta w strefie bystrzyka jeszcze się zwiększa, a struga największej prędkości wykazuje tendencję do rozwidlania się, omija rosnącą łachę żwirową z dwóch stron i powoduje dalszą erozję boczną (pl. VIII, 2–4; Richards 1976c). W przegłębieniach meandrowych prąd ulega natomiast kontrakcji, prędkości przepływu, liczby Froude'a i naprężenia styczne wzrastają. W czasie odpowiednio wysokiego stanu zachodzi nawet zjawisko odwrócenia prędkości: prędkości przepływu w przegłębieniach stają się większe niż na bystrzykach międzimeandro-

wych (Keller 1971, 1977; Gustavson 1974; Richards 1976a, c; Keller i Melhorn 1978). Przegłębienia stają się więc miejscem intensywnej erozji dennej i bocznej. Osady nagromadzone tam w czasie średniej wody są wymiatane, następuje pogłębienie i przesunięcie w dół koryta i w kierunku bocznym (Leopold i Wolman 1960; Bridge 1976a, b, 1977; Hooke 1974, 1975). Przebieg erozji i akumulacji w korycie krętym jest więc uzależniony od stanu wód i przepływu. Zjawiska zachodzące w czasie powodzi znoszą efekty akumulacji i erozji z okresu międzypowodziowego. W konsekwencji morfologia górskiej rzeki meandrującej nosi głównie piętno procesów powodziowych. Bystrzyki i przegłębienia rzeki górskiej są formami względnie ustabilizowanymi. Migrują one wolno w dół i w bok doliny wraz z przesuwaniem się koryta. Erozja wsteczna na bystrzykach nie musi oznaczać przesuwania się samych form korytowych w kierunku pod prąd. Natomiast opisana wyżej wolna migracja koryta i form korytowych zostaje zarejestrowana w osadach korytowych przez wydłużone litosomy o skomplikowanej geometrii (Bluck 1971).

Obserwacje terenowe wykazały też, że układy bystrzyk—przegłębienie w korytach prostych różnią się pod względem morfologicznym i hydrodynamicznym od podobnych układów w korytach krętych. W korytach prostych pojemność przegłębienia w czasie średniej wody i wezbrań jest większa niż pojemność bystrzyków, a więc odwrotnie niż w meandrach (por. Langbein i Leopold 1966; Richards 1976a).

Erozja denną łączy się genetycznie z tymi samymi zjawiskami hydrodynamicznymi, które omówiono w poprzednim podrozdziale. Erozji dennej z reguły towarzyszy erozja boczna, a natężenie obu procesów może być porównywalne, choć od zasady tej istnieją liczne wyjątki.

Intensywność erozji dennej w meandrach zależy od stopnia zakłócenia przepływu i jest szczególnie duża w pobliżu brzegów, przy których zachodzi zjawisko naporu hydrodynamicznego. Natężenie erozji dennej i bocznej jest w takich miejscach proporcjonalne do kąta natarcia nurtu na brzeg (Friedkin 1945), a efekty erozyjne mogą być zapisane w morfologii brzegu i dna (fig. 11; pl. IV, 4).

W korytach prostych erozja denną może być zarówno asymetryczna, jak i symetryczna. W pierwszym przypadku powstają układy naprzemianległych przegłębienia bocznych i bystrzyków oddalonych od siebie o 5–7 szerokości koryta (Leopold i Wolman 1957; Leopold i Langbein 1966; Keller 1972, 1978; Keller i Melhorn 1978). W wyniku erozji symetrycznej powstają szerokie przegłębienia i bystrzyki zajmujące całą szerokość koryta i oddalone od siebie o 5–8 jego szerokości. Erozja asymetryczna łączy się z meandrowaniem nurtu w planie, erozja symetryczna — z meandrowaniem w „trzecim wymiarze”, czyli w pionie (patrz Yalin 1964, 1971, 1972, Yang 1971; Karcz 1971; Keller i Melhorn 1978). Na badanym odcinku Złotej erozja denną łączyła się ze zjawiskami wymywania, rozmywania, ewersji i abrazji. Udział kawitacji jako procesu erozyjnego nie jest również wykluczony, choć trudny do udowodnienia (por. Crickmay 1974).

W celu zbadania geomorfologicznych i sedymentologicznych efektów niskiego przepływu przeprowadzono na Złotej dwa doświadczenia. Pierwszy eksperyment wykonano w okresie 25 V—30 IX 1978 w punkcie 37, gdzie dno i brzegi koryta były zbudowane z gliny aluwialnej. Na początku doświadczenia umieszczono w korycie dwa rzędy stalowych prętów i wykonano profile niwelacyjne. Po trzech miesiącach niskiego przepływu pozornie czystej wody ($Q = 0,242\text{--}0,360\text{ m}^3\text{s}^{-1}$) stwierdzono średni ubytek brzegu i dna wynoszący 15 mm (wahania od 0 do 28 mm). Średnia prędkość przepływu wahała się w tym miejscu od 0,8 do 1,1 ms^{-1} przy głębokości 0,15–0,25 m. Uzyskane wyniki wskazują, że minimalne roczne cofnięcie brzegu glinias-

tego w wyniku erozji związanej z niską wodą wynosi w omawianym miejscu 0,06 m, czyli 0,027 w (w — szerokość koryta). Wartość ta jest zbliżona do minimalnej rocznej migracji bocznej, która dla dolnej Złotnej wynosi według pomiarów autora 0,02 w . Drugie doświadczenie przeprowadzono w nowym, sztucznym korycie wykonanym przez spychacz z początkiem czerwca 1978 między punktami 9 i 14 (pl. II, 2). Dno i brzegi tego koryta stanowiły wypełniony piaskiem żwir (32–256 mm) stropowej części korka żwirowego. W czasie wspomnianych 3 miesięcy niskiego przepływu koryto to uległo znacznemu pogłębieniu (o 0,1 m na odcinkach prostych i do 0,4 m na zakrętach). Na łagodnych łukach, na których występował przepływ nadkrytyczny stwierdzono erozję brzegu wewnętrznego (pl. II, 2), w meandrach zaś znaczne zwiększenie (o 17%) i pogłębienie koryta (średnio o 60–70%). Jednocześnie prędkości przepływu wzrosły od około 0,9–1,1 ms^{-1} na odcinkach prostych do 1,5 ms^{-1} w meandrach. W sumie na odcinkach prostych rzeka zerodowała i odprowadziła do 0,3 m^3 żwiru i piasku na każdy metr bieżący koryta, a w meandrach do 0,93 m^3 na metr bieżący koryta.

Powyższe obserwacje wskazują, że w czasie niskich przepływów pozornie zupełnie czystej wody zachodzi także powolna erozja dna i brzegów koryta aluwialnego (por. Daniel 1971), aż do prędkości granicznych niezbędnych do transportu drobnego piasku i mułu. Natężenie erozji na opisanych zakrętach było trzy razy większe niż na odcinkach prostych i dwa razy większe niż na łagodnych łukach. Rzeczywiste prędkości nie rozmywające są niskie i zbliżone do prędkości zamulających. W czasie średniej i niskiej wody źródłem materiału detrytycznego jest dno i brzegi koryta w zasięgu obwodu zwilżonego. Pojęcie koryta w stanie równowagi, w którym odbywa się jedynie transport dostarczanego z góry materiału detrytycznego bez erozji i depozycji, może mieć zastosowanie tylko do stosunkowo krótkich odcinków rzeki górskiej. W czasie badań terenowych stwierdzono też, że silna erozja boczna towarzyszy przepływowi znacznie przeciążonym materiałem detrytycznym. Przejawy takiej erozji występowały na wszystkich odcinkach koryt, które w czasie powodzi sierpniowej zostały zaczopowane przez korki żwirowe (na Złotnej między punktami 9 i 14; pl. X, 1).

Dane pomiarowe dotyczące erozji dennej zestawiono w dodatku I. Dane te uzyskano głównie metodą bezpośrednich pomiarów terenowych, a zwłaszcza niwelacyjnych przekrojów poprzecznych (fig. 13 A i B). Istnieją też pośrednie metody ustalania erozji dennej. Można do tego celu wykorzystać zawieszony lub podmyte konstrukcje, zagłębienia erozyjne, grube osady popowodziowe o charakterze mikrodełt lub resztki dna sprzed powodzi (fig. 13). W roku 1977 można było bezpośrednio porównać geomorfologiczne skutki dwóch powodzi: mniejszej powodzi majowej, odznaczającej się mniejszym przepływem obciążenia dennego, oraz katastrofalnej powodzi sierpniowej, charakteryzującej się dużym przepływem obciążenia dennego. W wyniku powodzi majowej koryto Złotnej uległo w obrębie stożka Miskowic pogłębieniu i wybrukowaniu grubym żwirem przy nieznacznej stosunkowo erozji bocznej. Powódź sierpniowa spowodowała spłylenie koryta wywołane przez odłożenie na dnie grubej warstwy nowego bruku oraz znaczne zwiększenie jego pojemności w wyniku erozji bocznej. Podobne zjawiska stwierdzono też na innych stożkach napływowych Sudetów oraz na wielu innych rzekach (por. Schumm i Lichty 1963).

EROZJA ZWIĄZANA Z OPLYWEM DUŻYCH PRZESZKÓD

Duże ślady opływania różnią się pod wieloma względami od form małych. Ślady duże są często asymetryczne, ponieważ łączą się zwykle z dużymi przeszkodami usytuowanymi przy

brzegu koryta (fig. 14, 15). Autor wyróżnia tu następujące elementy (fig. 14): przeszkodę (1) — tutaj pień drzewa wraz z nałożonym małym zatorom roślinnym, rozmycie czołowe (2), rozmycie boczne (3) oraz jego odpowiednik na brzegu prawym w formie płytkich rozmyć (4), rozmycie tylne (5), pierwotnie znacznie dłuższe, oraz dużą zaspę tylną (6) usypaną już po powodzi. Powyżej rozmycia utworzyła się wydłużona łacha (zaspas) boczna (7). Przeszkody tego typu powodują duże zakłócenia przepływu (pl. VII, 3, 4). Powyżej omawianej przeszkody występował przepływ nierównomierny opóźniony, poniżej zaś — przepływ nierównomierny przyspieszony (na odcinku koryta poniżej i powyżej przeszkody przepływ był równomierny podkrytyczny). W wyniku zakłóceń przepływu powyżej przeszkody nastąpiło osadzenie części najgrubszego materiału dennego (bystrzyk górny, fig. 14, 8) oraz erozja dna w strefie przeszkody i niżej. Rozmycie czołowe zostało utworzone przez duży wir stacjonarny o osi poziomej (porównaj pl. VII, 3, 4). Działalność tego wiru spowodowała też ustabilizowanie się stromej powierzchni zsypana kończącej bystrzyk górny (fig. 14). Rozmycia boczne były erodowane przez szybkie wiry wędrownne, których wiązki urywały się stale na krawędzi zatoru roślinnego. W strefie separacji za przeszkodą działały bardzo silne wiry i zmienne prądy wtórne, które spowodowały rozmycie świeżego dna i utworzyły wymycie tylne. Inny przykład dużego rozmycia spowodowanego przez drzewo powalone w poprzek koryta przedstawia figura 16. W czasie powodzi drzewo to powodowało zakłócenia przepływu podobne do zakłóceń powodowanych przez zastawkę. Można tu wyróżnić podobne formy erozyjne jak w przypadku wyżej opisanym z wyjątkiem rozmycia w dnie koryta. Strefa depozycji związana ze spiętrzeniem przepływu na drzewie była tu dłuższa. Selektywna depozycja, a następnie erozja, wystąpiła poniżej przeszkody, gdzie przepływ powodziowy nabierał znów charakteru ruchu rwącego.

Układ prądów i wirów wokół przeszkód usytuowanych w środku koryta może być symetryczny. Na dnie żwirowym u czoła takich przeszkód powstają naturalne naczółki zbudowane z grubego, ciasno upakowanego i silnie zimbrykowanego żwiru. Są to zwykle erozyjne pozostałości dna sprzed powodzi, choć formy te mogą być też powiększone w wyniku akumulacji grubego żwiru. Na dnie żwirowym naturalne naczółki żwirowe są trwałą formą akumulacyjną.

Pomiary głębokości rozmyć wykonane po powodzi sierpniowej na Złotnej i innych rzekach sudeckich wykazały, że w warunkach ruchomego dna żwirowego głębokość ta jest zależna od intensywności turbulencji, a więc od stopnia zakłócenia przepływu powodziowego oraz od jego zdolności transportowej (Laursen 1952). Przy stabilnym dnie żwirowym głębokość rozmyć jest odwrotnie proporcjonalna do grubości ziarna materiału dennego.

EROZJA POZA STREFĄ AKTYWNEGO KORYTA

W czasie powodzi sierpniowej na stożku Miskowic depozycja znacznie przeważała nad erozją. Lokalne rozmycia powstały tylko we wciętej strefie meandrowej, na nieaktywnej obecnie łasze meandrowej, słabo jeszcze bronionej przez roślinność (punkt 21). Erozja rozwinęła się natomiast silnie na świeżo wynurzonych osadach powodziowych, zwłaszcza w środkowej części stożka. W wyniku tej erozji już w kilka godzin po wynurzeniu powstał tam układ płytkich koryt roztokowych. W warunkach niedociążonych przepływów popowodziowych koryta te okazały się jednak nietrwałe. W ciągu 10 miesięcy po powodzi w środkowej części stożka powstało kilka inicjalnych wąwozów (najdłuższy w pobliżu punktu 10), a dna większych koryt roztokowych pogłębiły się w wyniku erozji dennej o 0,05 —

–0,1 m. W konsekwencji część koryt roztokowych została zdrenowana przez większe i szybciej wcinające się koryta sąsiednie, na skutek czego układ roztokowy uległ uproszczeniu.

Intensywna erozja wąwozowa została zapoczątkowana w punkcie 22, w którym większość wód spływających po powierzchni stożka wracała do koryta Złotnej (pl. VIII, 1). W ciągu 10 miesięcy powstał tu zaczątkowy wąwóz o długości 3,6 m (fig. 17). Podobne wąwozy obserwowano też na innych stożkach

napływowych Sudetów. W wyniku erozji wąwozowej pokrywy akumulacyjne stożków napływowych tworzone w czasie powodzi ulegają szybkiemu rozcinaniu (por. Schumm 1961; Wasson 1974, 1977). Wąwozy są jednak formą nietrwałą i wykazują tendencję do przeobrażenia się we wcięte koryta meandrowe. Tworzenie wciętych stref meandrowych kosztem dojrzałych wąwozów przebiega w Sudetach bardzo szybko (A. K. Teisseyre 1977c).

PODSUMOWANIE

EROZJA I DEPOZYCJA NA STOŻKU. EROZJA JAKO ŹRÓDŁO OBCIĄŻENIA

Po powodzi sierpniowej podjęto próbę ustalenia rozmiarów erozji i depozycji w obrębie stożka Miskowic. Pełne rozwiązanie tego problemu nie jest niestety możliwe, ponieważ objętość obciążenia zawieszinowego dostarczonego do stożka i odprowadzonego niżej została słabo poznana. Niemniej można było ustalić, że całkowita objętość materiału grubodetrytycznego dostarczonego w czasie powodzi sierpniowej do stożka Miskowic wynosiła około 4000–5000 m³ żwiru i piasku. Około 85 % tego materiału zostało zdeponowane na stożku, głównie w jego części środkowej (por. Bluck 1964).

Erozja w obrębie stożka dostarczyła dużych ilości materiału detrytycznego. Erozja boczna dała około 185 m³ glin aluwialnych i piasku oraz około 86 m³ żwiru. Jednocześnie erozja denna dostarczyła około 90 m³ żwiru. Połowa tego materiału stanowiła obciążenie denne rzeki zdeponowane w większości po krótkim transporcie w obrębie stożka Miskowic, a częściowo także w korycie Bobru powyżej zapory w Bukówce. Obciążenie zawieszinowe było natomiast transportowane dalej i niewątpliwie znaczna jego część przeszła przez zaporę w Bukówce. W ten sposób stożek Miskowic odegrał w czasie powodzi rolę regulatora obciążenia rzek. Złotna przechodząc przez stożek zmieniła charakter z rzeki o obciążeniu dennym na rzekę o obciążeniu mieszanym (por. Leopold i Miller 1956). Znalazło to swój wyraz w budowie terasy zalewowej (wzrost grubości glin aluwialnych w dolnej części stożka i poniżej; por. D. G. Smith 1974) oraz w układzie koryta (przed regulacją dojrzałe, regularne meandry poniżej połączenia rzek, fig. 2; por. też Ferguson 1973b, 1976). Również załamanie spadku w dolnej części stożka można wytłumaczyć zmianą uziarnienia deponowanych tu osadów (Eiju Yatsu 1955).

Obserwacje prowadzone przez autora w okresie 1971–1978 wykazały, że rola stożków napływowych w obszarach górskich może być też oceniana pozytywnie. Złożenie grubego materiału dennego na stożku przyczynia się do zmniejszenia strat powodziowych związanych z akumulacją materiału detrytycznego na terasach zalewowych poniżej stożka, a także wpływa dodatnio na stabilność niżej położonych koryt rzecznych zmniejszając natężenie ich migracji bocznej. Sedymentacja powodziowa przebiega na stożkach aluwialnych o wiele korzystniej niż w tak zwanych zaporach przeciwrumowiskowych. Po pierwsze, „pomocność” stożków jest bez porównania większa niż budowanych zwykle zapór przeciwrumowiskowych. Po drugie, przyrastanie powierzchni stożka jest powolne, toteż niekorzystny wpływ krzywej spiętrzenia jest znacznie mniejszy niż w przypadku zapór przeciwrumowiskowych. Po trzecie, żwiru i piaski deponowane na stożkach mogą być łatwo eksploatowane na potrzeby lokalne. Wydaje się też, że sedymentacją na stożkach napływowych można sterować choć wypracowanie takich metod wymagałoby dodatkowych badań terenowych i doświadczalnych.

EROZJA I STABILNOŚĆ KORYT PROSTYCH (pl. IX, 1, 2)

Proste koryta regulacyjne Złotnej w górnej części stożka Miskowic miało w czasie obu powodzi charakter koryta stabilnego. Parametry tego koryta zostały już podane wyżej. W czasie powodzi sierpniowej przeważał w tym korycie przepływ podkrytyczny ($Fr = 0,46–0,89$), który w dłuższych okresach miał charakter przepływu równomiernego, quasi-ustalonego. Warunki przepływu uległy zmianie już na pierwszym zakręcie (punkt 3) i stąd aż do ujścia Złotnej panował przepływ nierównomierny. Nierównomierny przepływ był też charakterystyczny dla innych prostych odcinków koryta Złotnej poniżej punktu 3. Taki charakter przepływu powodziowego spowodował powstanie na tych odcinkach prostych układów bystrzyk—przegłębienie oraz łąch bocznych położonych na przemian przy przeciwnych brzegach koryta (tabela 4; pl. IX, 2; por. też. Ackers i Charlton 1970; Keller 1972). Pojawienie się w uregulowanym korycie prostym takiego układu jest pierwszą oznaką nierównomierności przepływu powodziowego i niestabilności koryta. Koryta proste rzeki górskiej może być stabilne, jeżeli zostaną spełnione trzy podstawowe warunki:

1. Spadek i głębokość koryta przy przepływie pełnokorytowym powinny być normalne, to jest takie by przy quasi-ustalonym przepływie zapewnić ruch równomierny podkrytyczny. Tylko bowiem w takich warunkach naprężenia styczne są względnie równomiernie rozmieszczone wzdłuż dna i przepływ osadu może odbywać się bez zakłóceń (por. Bakhmeteff 1932; Leopold i Maddock 1953; Langbein i Leopold 1966; Maddock 1969).

2. Pojemność koryta powinna być dostatecznie duża, aby pomieścić co najmniej taką część przepływu powodziowego, która jest niezbędna do zapewnienia niezakłóconego i równomiernego transportu materiału dennego.

3. Szorstkość koryta powinna być możliwie mała i stąd w korycie wód powodziowych nie mogą występować ostre zakręty, przewężenia, mosty o zbyt małym świetle ani zwarte grupy drzew. W sprawie warunków morfometrycznych i hydrodynamicznych, jakie musi spełniać koryto stabilne patrz: Bakhmeteff 1932; Lane 1935; Blench 1951, 1952; Leopold i Maddock 1953; Henderson 1961, 1963; Langbein i Leopold 1966; Maddock 1969; Ackers i Charlton 1970; Richards 1972, 1976c; Hooke 1974; Burkham 1976.

EROZJA I MEANDROWANIE KORYTA. STABILNOŚĆ KORYTA MEANDRUJĄCEGO (pl. IX, 3, 4; X, 2–4)

Jedną z cech charakterystycznych rzeki meandrującej jest zdolność do utrzymania w przybliżeniu stałej szerokości koryta w miarę jego migracji po równinie aluwialnej (Leopold i Wolman 1957). Oznacza to, że erozyjne ubytki brzegu zewnętrznego muszą być równoważone przez akumulacyjny przyrost brzegu wewnętrznego, czyli przyrost łąchy meandrowej. Ponieważ jednak łąchy meandrowe, a zwłaszcza ich dolne części (czyli

platformy), zbudowane są prawie wyłącznie ze żwiru transportowanego w rzece w formie obciążenia dennego, przeto o zachowaniu w rzece górskiej wspomnianej wyżej równowagi decyduje charakter i natężenie przepływu obciążenia dennego. W zależności od przepływu obciążenia dennego możemy obserwować trzy przypadki:

Przypadek I — koryto meandrujące lub kręte prowadzi przepływ powodziowy silnie przeciążony materiałem dennym (przykład: koryto Złotnej między punktami 9 i 13). W takich warunkach koryto meandrujące jest szczególnie niestabilne i szybko ulega zacopowaniu żwirem. W krótkim czasie — niekiedy w ciągu kilku godzin — układ koryta może się zmienić na roztokowy (por. Hjulström 1952; D. G. Smith 1974).

Przypadek II — koryto meandrujące prowadzi przepływ, który tylko lokalnie wykazuje nieznaczne przeciążenie (por. Ackers i Charlton 1970). W takich warunkach rzeka górską może rozwinąć regularne meandry, których szybkość migracji może być znaczna, a jednorazowe boczne przesunięcie brzegów lub migracja w dół doliny mogą dochodzić do 0,4 w (w — szerokość koryta). Szybkość przyrostu łąch meandrowych jest przynajmniej w planie równa szybkości cofania się brzegu zewnętrznego. Lokalnie jednak koryto może być niestabilne i ulegać degeneracji przez częściowe odcinanie łąch meandrowych (Hickin 1969; Bridge 1975; Baker 1977; A. K. Teisseyre 1977a).

Przypadek III — koryto meandrujące prowadzi przepływ powodziowy niedociążony materiałem dennym (przykład: koryta poniżej zapór). W takich warunkach koryto meandrujące jest niestabilne, erozja może przeważać nad depozycją, zwłaszcza w okresie przyboru wody. Prowadzi to do nadmiernego rozszerzenia koryta i jego przeobrażenia w układ meandrowo-roztokowy (Leopold i Wolman 1957; Schumm i Lichty 1963; Ackers i Charlton 1970; Engelund i Skovgaard 1973). W czasie powodzi sierpniowej stwierdzono, że degeneracja taka zachodzi, gdy jednorazowa migracja boczna przekracza wartość 0,5 — 0,6 w i nie jest zrównoważona przez akumulację materiału dennego przy brzegu wewnętrznym (por. Fisk 1944, 1947, 1951; Leopold i Wolman 1957; Engelund i Skovgaard 1973).

Przypadek I wskazuje, że rzeka meandrująca nie może rozwijać się w warunkach punktowego zasilania materiałem dennym. Porównanie meandrowego odcinka Złotnej z jej stabilnym odcinkiem prostym wskazuje także, że rzeka meandrująca nie może prowadzić tak dużego obciążenia dennego, jak rzeka prosta (por. Leopold i Wolman 1960). Stąd też koryto meandrujące w przypadku II musi być stale zasilane materiałem stanowiącym obciążenie dennego, a uzyskiwanym w wyniku erozji bocznej i dennej (por. Leopold i Maddock 1953; Lane i Borland 1953). Taki rodzaj zasilania rzeki można by nazwać samozasilaniem lub zasilaniem wewnętrznym. Samozasilanie może być nawet jedynym źródłem obciążenia dennego rzeki górskiej, jeżeli górna granica warstwy żwirów korytowych (dolny człon cyklu prostego) leży ponad zwierciadłem średniej wody na wysokości około $\frac{4}{3}h$ (gdzie h oznacza średnią miąższość żwirów łąchy meandrowej). Można to uzasadnić następująco. Dolna część łąchy meandrowej, czyli jej platforma, musi być w czasie powodzi nadbudowana w kierunku bocznym o odcinek w przybliżeniu równy ubytkowi brzegu zewnętrznego i na wysokość co najmniej średniego poziomu wody. Nie ulega natomiast wątpliwości, że część materiału detrytycznego zerodowanego przy brzegu zewnętrznym jest wynoszona dalej, w formie obciążenia zawieszynowego, saltacyjnego i dennego i nie przyczynia się do nadbudowy platformy łąchy meandrowej. Dotyczy to przede wszystkim glin aluwialnych, piasków oraz materiałów stanowiących wypełnienie zerodowanych żwirów.

Dotychczasowe badania nad rozwojem koryt meandrujących przeprowadzone przez autora w Sudetach można podsumować następująco:

1. Regularne meandry rozwijają się w dolinach płaskodennych w pewnym przedziale spadków, których zakres prawdopodobnie zależy od grubości ziarna żwiru wyścielającego dolinę. W dolinach wyścielonych grubym żwirem regularne meandry powstają przy spadku mieszczącym się w przedziale 0,01 — 0,09. W dolinach wyścielonych drobnym żwirem regularne meandry pojawiają się już przy spadku 0,002. Przy mniejszych spadkach stabilne mogą być koryta proste, pod warunkiem zachowania wymogów omawianych wyżej. Przy większych spadkach tworzą się koryta o małej krętości, koryta roztokowe lub pseudomeandry (por. Schumm i Khan 1972; Church i Gilbert 1975; Richards 1976c; Keller 1977).

2. Koryto meandrujące lub kręte jest szczególnie niestabilne w warunkach bardzo dużego przepływu obciążenia dennego. Na stożkach napływowych koryta takie ulegają zacopowaniu żwirem i zmieniają się w układy roztokowe.

3. Jednym z głównych czynników wpływających na proces meandrowania rzeki górskiej jest dostępność, jakość i przepływ materiału dennego (por. Miller 1958; Ackers i Charlton 1970; Keller 1972, 1978). Nadmiar lub niedomiar obciążenia dennego prowadzi do zakłóceń rozwoju meandrów lub ich degeneracji. Zjawiska takie zaznaczają się szczególnie wyraźnie na krótkich odcinkach rzeki meandrującej lub nawet w pojedynczych meandrach.

4. W przeciwieństwie do rzeki roztokowej rzeka meandrująca nie może być zasilana przez punktowe źródło obciążenia dennego. Zasilanie rzeki meandrującej obciążeniem dennym ma charakter złożony: występują tu źródła punktowe (obszar źródłowy, dopływy) oraz źródło liniowe (samozasilanie w wyniku erozji liniowej).

5. Rzeka meandrująca o dużym spadku wymaga obecności gruntów kohezyjnych jedynie w brzegach (por. Schumm 1960a, b; 1961, 1971). Dna takich rzek są natomiast skalne lub zbudowane z gruboziarnistego, niekohezyjnego materiału detrytycznego. Dna zbudowane z gruntów drobnoziarnistych, kohezyjnych są nietrwałe i ulegają rozcinaniu przez cofanie się progów aż odsłoni się żwir lub skała (por. Schumm 1961).

6. Aluwialne koryto meandrujące nie może być stabilne w ścisłym tego słowa znaczeniu, ponieważ przepływ w takim korycie jest zawsze nierównomierny (Jackson II 1975, 1978b). Taki charakter przepływu powoduje równoczesną erozję i sedymentację, a tym samym migrację koryta. Charakter, lokalizacja i natężenie tych procesów zależą od wielkości przepływu i stanu wód oraz od geometrii meandrów. W praktyce możliwe jest wytyczenie quasi-stabilnego koryta krętego pod warunkiem, że zostaną spełnione następujące wymagania: mały spadek zapewniający podkrytyczny przepływ powodziowy, koryto możliwie hydrodynamicznie gładkie, krzywizny naśladujące naturalne łuki sinusopochodne (sine-generated), promień krzywizny uzależniony od przepływu materiału detrytycznego (por. Leopold i Wolman 1960; Leopold i Langbein 1966; Langbein i Leopold 1966; Maddock 1969; Ackers i Charlton 1970; Hooke 1974, 1975).

7. Przepływ i stan pełnokorytowy są parametrami określonymi jedynie w przybliżeniu i ulegają zmianie od miejsca do miejsca, wahając się w pewnych granicach. Niemniej z geomorfologicznego punktu widzenia przepływ pełnokorytowy jest szczególnie istotny i zasługuje na wyróżnienie, gdyż jego parametry są odmienne od jakiegokolwiek przepływu niższego, a natężenie zjawisk korytotwórczych związanych z takim przepływem jest bardzo duże.

GEOLOGICZNE ZNACZENIE UZYSKANYCH WYNIKÓW

W niektórych opracowaniach sedymentologicznych zbyt mało uwagi poświęca się zagadnieniom związanym z erozją. Dowodami działania czynników erozyjnych nie mogą być w żadnym przypadku jedynie struktury erozyjne. Brak w badanej formacji wyraźnych form erozyjnych nie oznacza bynajmniej, że erozja była nieobecna w środowisku sedymentacji tej formacji. Przeciwnie, łatwo można wykazać, że w większości środowisk sedymentacji rzecznej erozja występuje prawie wszędzie i co ważniejsze — bardzo często jest równoczesna z sedymentacją.

Pośrednim dowodem erozji równoczesnej z sedymentacją może być obecność w skałach klastycznych intraklastów. Prawie zawsze oznaczają one silną erozję — głównie boczną — w bezpośrednim sąsiedztwie miejsca depozycji. Jest też godne podkreślenia, że silna erozja boczna może być spowodowana przez przepływy przeciążone materiałem detrytycznym (zwłaszcza dennym). Duże bloki łupków zachowane w osadach facji korytowej są nie tylko wskaźnikiem erozji równoczesnej z sedymentacją, lecz także wskazują na meandrujący charakter koryt i obecność na równinach aluwialnych grubej warstwy osadów kohezyjnych (facji pozakorytowych). Wymycia erozyjne wypełnione słabo wysortowanym, gruboziarnistym osadem wskazują, że depozycja była poprzedzona silną erozją denną w warunkach ruchomego dna. Głębokość takich form zależy od prędkości przepływu, intensywności turbulencji i zdolności transportowej prądu. Głębokość rozmyć związanych z powodzią może być zarejestrowana przez osady popowodziowe wykazujące warstwowanie skośne typu mikrodelt. Miąższość mikrodelt jest wówczas równa głębokości rozmycia, a jej powierzchnia stropowa wyznacza w przybliżeniu poziom wód z okresu sedymentacji, zwykle zbliżony do stanu średniego. Dowodami silnej lokalnej erozji są też duże zasypy tylne. Bruki korytowe rejestrują natomiast okresy przepływu pozbawionego osadu lub przepływu

ubogiego w materiał detrytyczny. Jest też godne podkreślenia że erozja związana z takimi przepływami odbywa się przy prędkościach mniejszych niż szybka akumulacja związana z przepływami przeciążonymi. Można bowiem wykazać teoretycznie i poprzeć licznymi przykładami z rzek współczesnych, że przy stałym przepływie i spadku wzrost obciążenia rzeki powoduje akumulację i spłylenie koryta, czemu towarzyszy wzrost prędkości przepływu. Jeżeli w tych samych warunkach przepływ osadu maleje, następuje zmniejszenie prędkości przepływu i erozja dna. Dlatego też z wyjątkiem zjawisk opływu dużych przeszkód i stref spiętrzenia wypełnianie grubym materiałem osadowym naturalnych koryt aluwialnych łączy się z dużymi, a rozmnywanie z małymi prędkościami przepływu (Maddock 1969).

Szczególnie cenne informacje paleohydrologiczne można uzyskać badając kopalne (zamrożone) koryta (fig. 18). Można tu jeszcze dodać, że badania osadów platformy łachy meandrowej, czyli jej części podwodnej, mogą umożliwić odtworzenie kolejnych epizodów erozji wzdłuż brzegu zewnętrznego, związanych z kolejnymi powodziąmi. Kolejne powodzie mogą być zapisane w zmianach uziarnienia osadów platformy oraz w morfologii łach ponadplatformowych (por. Bluck 1971; Hickin 1974; Hickin i Nanson 1975; Gustavson 1978; Jackson II 1978a).

W końcu wypada wspomnieć, że sedymentacja grubego materiału detrytycznego na stożkach napływowych powoduje znaczne zmiany obciążenia rzek. Następuje wzrost obciążenia zawiesinowego w dolnej części stożków i w dolinie poniżej stożków. Powoduje to wzrost miąższości kohezyjnych osadów drobnoziarnistych w tym samym kierunku, a w sprzyjających warunkach tektonicznych może doprowadzić do akumulacji dużych ilości cyklicznie sedymentowanego materiału detrytycznego. Zagadnienie to wymaga jednak osobnego omówienia.

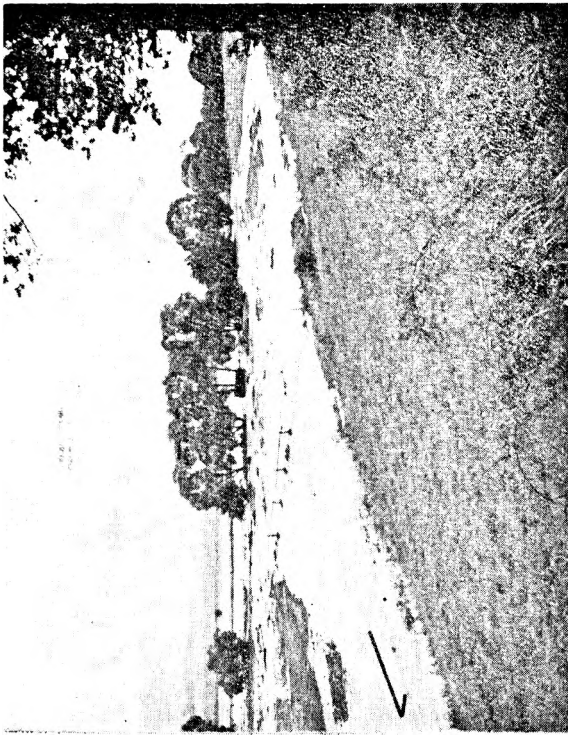
PLATE I

PLANSZA I

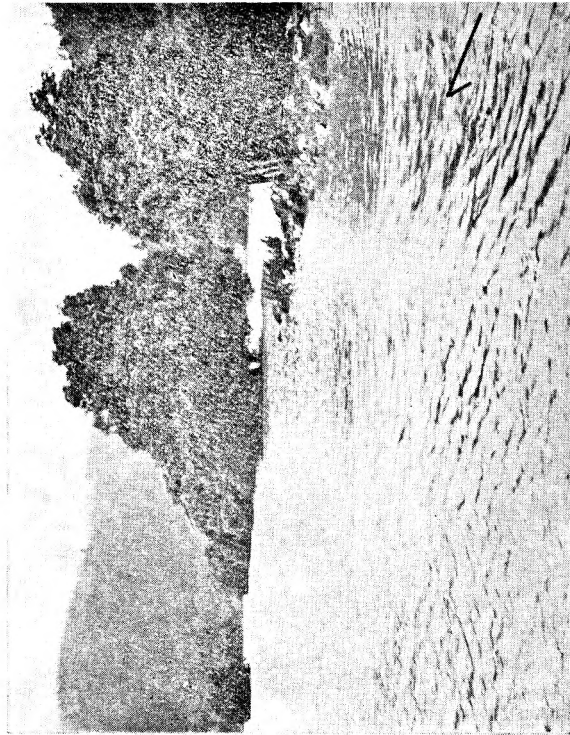
The Miskowice Fan

Stożek Miskowic

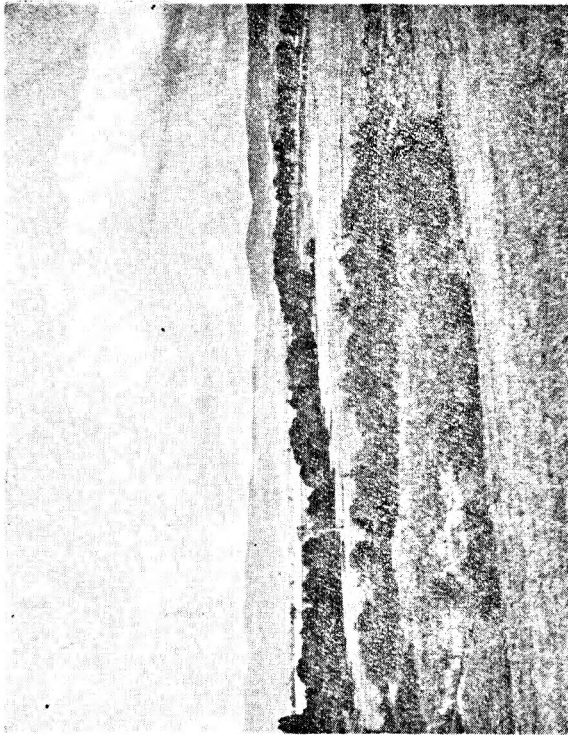
1. General view of the Miskowice Fan. The Lasocki Grzbiet Range in the background. Camera looking south-west
Ogólny widok stożka Miskowic. Lasocki Grzbiet na dalszym planie. Zdjęcie w kierunku południowo-zachodnim
2. The intersection point during the August flood (August 2, 1977). Camera looking south
Punkt wynurzenia w czasie powodzi sierpniowej (stan z 2 VIII 1977). Zdjęcie w kierunku południowym
3. Central segment of the fan just after a peak discharge. Note braided channels. Camera looking south-east. Dark spots are raindrops on the camera lens
Środkowa część stożka tuż po przejściu szczytu fali powodziowej. Widoczne są koryta roztokowe. Zdjęcie w kierunku południowo-wschodnim. Ciemne plamy to krople deszczu na obiektywie
4. Lower segment of the fan during the August flood. Stage is higher-than-bankfull. Camera looking north-east
Dolna część stożka w czasie powodzi sierpniowej. Przepływ i stan są wyższe niż pełnokorytowe. Zdjęcie w kierunku północno-wschodnim



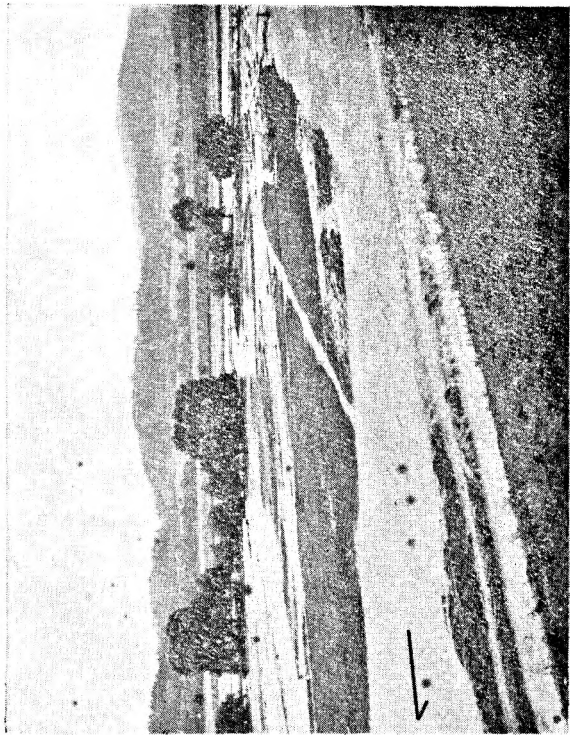
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Mískowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Mískowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

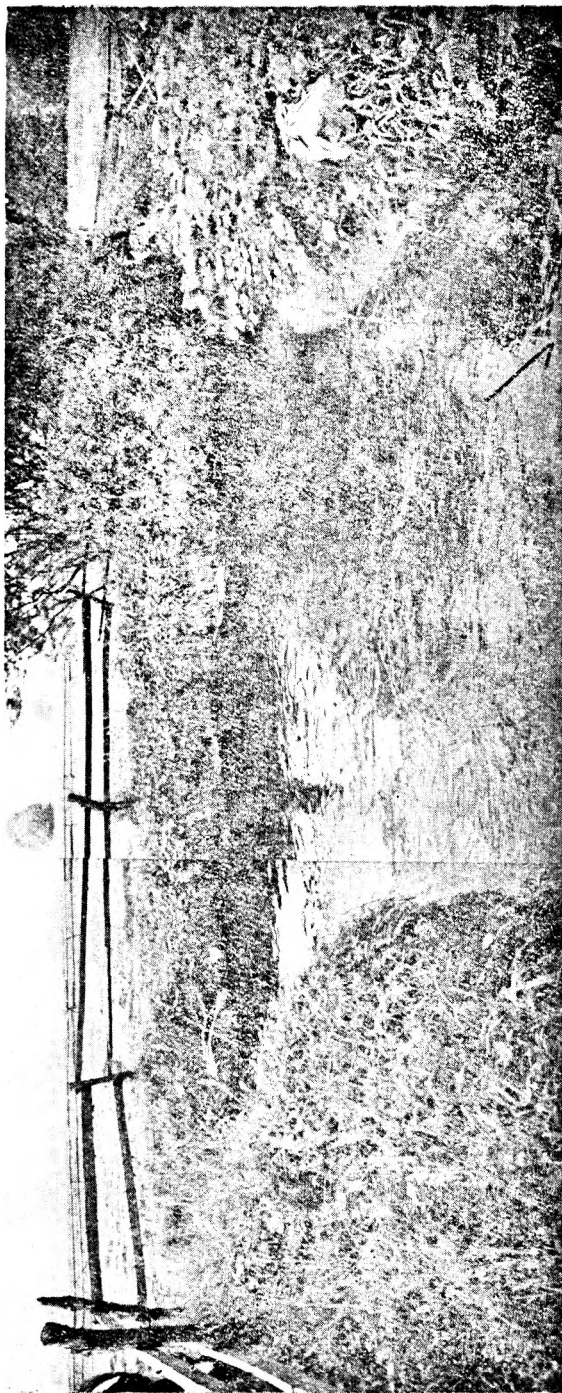
PLATE II

PLANSZA II

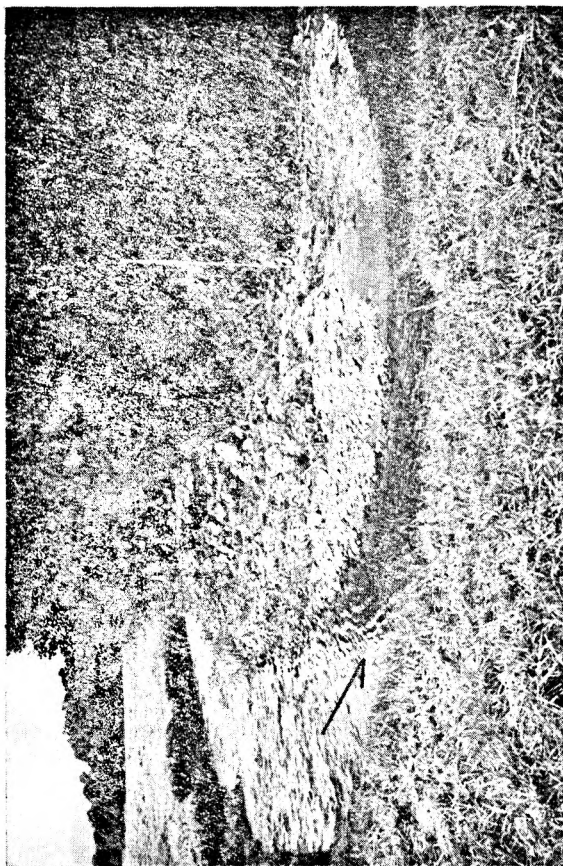
Pseudomeanders and meanders

Pseudomeandry i meandry

1. A pseudomeander, site 11. Note eroded inner bank (on the right) and a bank niche in the outer cutbank. The niche was eroded by backflow. Point bar is lacking. After the May flood
Typowy pseudomeander, punkt 11. Widoczny jest erozyjny brzeg wewnętrzny (po prawej) i duża nisza w brzegu zewnętrznym erodowana przez prąd wsteczny. Brak łachy meandrowej. Po powodzi majowej
2. A new channel made by bulldozer at the beginning of June 1978 (between sites 10 and 11). The supercritical flow was concentrated at the inner banks of the bends. Note lateral and downward erosion at the inner bank near the levelling rod (10-cm scale on the rod)
Nowe koryto wykonane przez spychacz z początkiem maja 1978 (między punktami 10 i 11). Nadkrytyczny przepływ koncentrował się przy wewnętrznych brzegach zakrętów. Widoczna jest erozja boczna i denna przy brzegu wewnętrznym w pobliżu tyczki (na tyczce skala co 10 cm)
3. A typical meander bend, site 32. Note flat, unvegetated, gravelly bar platform emerged after the May flood. The width of the platform was almost equal to the erosional retreat at the outer cutbank
Typowy meander, punkt 32. Widoczna jest płaska, niezarośnięta, żwirowa platforma łachy meandrowej wynurzona po powodzi majowej. Szerokość tej platformy była prawie równa erozyjnemu ubytkowi brzegu zewnętrznego



1



3



2

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

PLATE III

PLANSZA III

Structure of turbulence in meander bends

Struktura turbulencji w meandrach

1. Large vertical vortex and reverse rollers at the outer cutbank of a meander bend. River Zadrna, Jawiszów study reach. Photographs 1–3 taken during rising stage on August 1, 1977
Duży wir pionowy i wiry śrubowe odwrotne przy brzegu zewnętrznym meandra. Rzeka Zadrna, odcinek badawczy w Jawiszowie. Zdjęcia 1–3 wykonano w czasie stanu wznoszącego w dniu 1 VIII 1977
2. Reverse roller, growing stage. Location as above. Note small, vertical, secondary, vortices
Odwrotny wir śrubowy, stadium wznoszące. Lokalizacja jak wyżej. Widoczne są małe, wtórne, pionowe wiry
3. Reverse roller, advanced stage. Location as above
Odwrotny wir śrubowy, stadium zaawansowane. Lokalizacja jak wyżej
4. Reverse roller just before “bursting”. River Bóbr, Bukówka study reach, meander B-3. August 23, 1977
Odwrotny wir śrubowy, stadium poprzedzające “pęknięcie” wiru. Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce, meander B-3, 23 VIII 1977



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

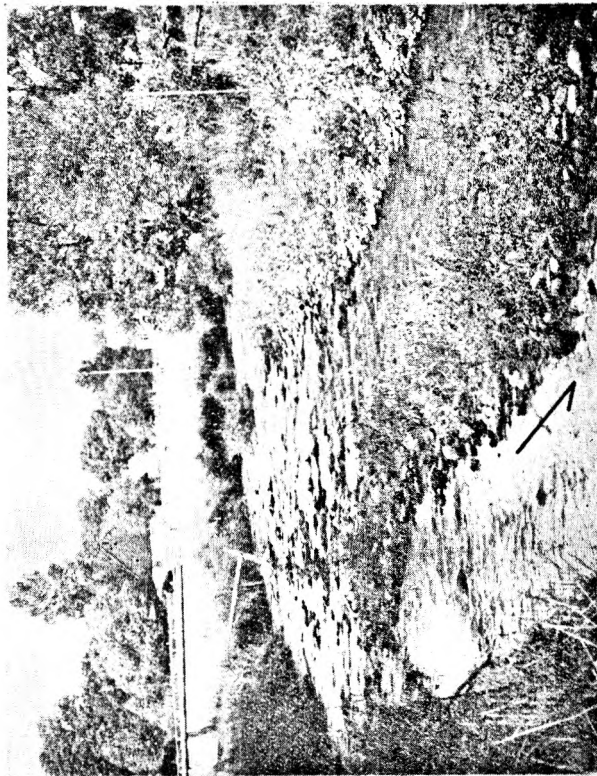
PLATE IV
PLANSZA IV

Flow phenomena in meander bends and their morphology
Przepływ w meandrach i ich morfologia

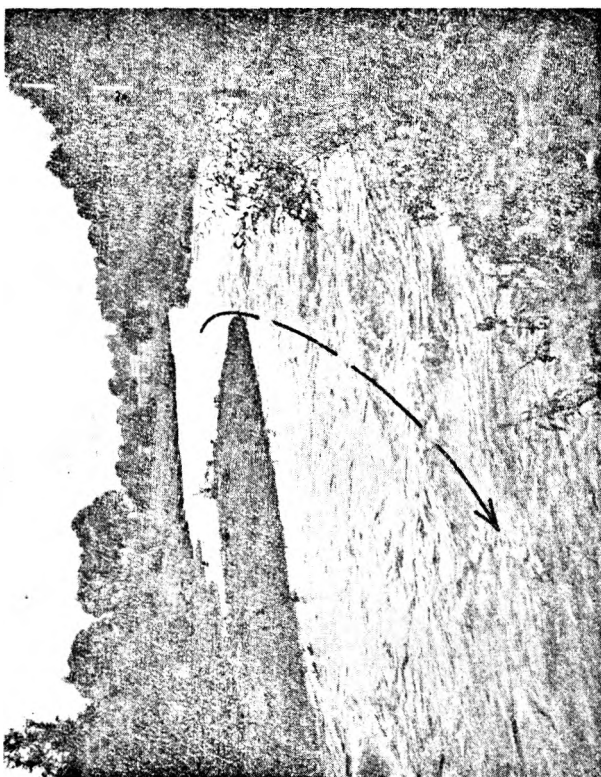
1. The streamtube of maximum velocity cuts-off a meander bend. River Lesk, falling stage, August 1977. Note tendency to chute cut-off
Struga największej prędkości ścina meander. Rzeka Lesk, stan opadający, sierpień 1977. Widoczna jest tendencja do częściowego odcinania łachy meandrowej
2. Showing approximate position of the streamtube of maximum velocity in the meander B-1, River Bóbr, Bukówka study reach. Note large bank niche in the lower segment of the outer cutbank — a good evidence of flood erosion. October 1977, low stage
Przybliżone położenie strugi największej prędkości w meandrze B-1 na Bobrze, odcinek badawczy w Bukówce. Widoczna jest duża nisza brzegowa w dolnej części brzegu podcinanego — dobry wskaźnik erozji powodziowej. Październik 1977, niska woda
3. Large block of alluvial loam partly slumped into the channel after a winter flood in February 1978. Note supercritical flow at the outer cutbank and subcritical flow at a newly emerged bar platform. River Bóbr, Bukówka study reach, meander B-5
Duży blok gliny aluwialnej częściowo osunięty do koryta po powodzi zimowej w lutym 1978. Przepływ w pobliżu brzegu zewnętrznego jest nadkrytyczny, natomiast przy brzegu wewnętrznym — podkrytyczny. Przy brzegu wewnętrznym widać świeżo wynurzoną platformę łachy meandrowej. Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce, meander B-5
4. River Złotna, meander M-13, site 4. Note the mid-channel bar (same as in fig. 9A) and the meander pool (indicated by arrow) scoured by normal roller. May 1978
Rzeka Złotna, meander M-13, punkt 4. Widoczna jest łacha śródkorytowa (ta sama co na figurze 9A) oraz przegłębienie meandrowe (strzałka) wymyte przez normalny wir śrubowy o osi poziomej. Maj 1978



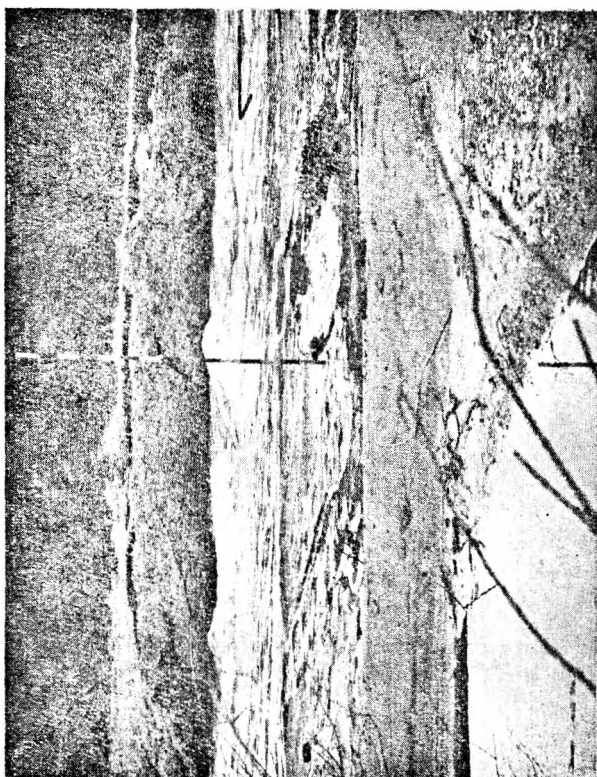
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSYERE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

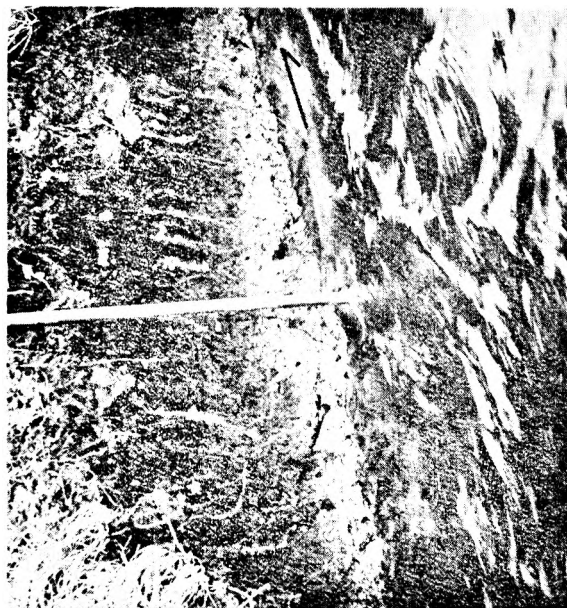
PLATE V

PLANSZA V

Morphology of cutbanks

Morfologia brzegów podcinanych

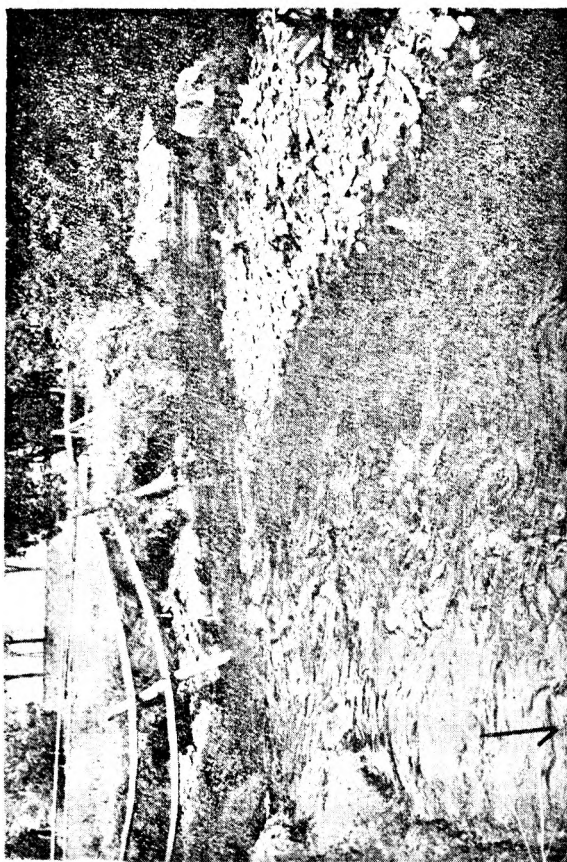
1. Deep niches in the outer cutbank, Złotna, site 13, after the May flood. Maximum lateral erosion occurred above the bend axis where the bank was composed partly of pebble gravels (natural levee deposits). The hanging fence posts are good measure of lateral erosion during the flood. The width of the new bar platform (light, unvegetated gravel) is proportional to the erosional retreat of the outer cutbank
Głębokie nisze w podcinanym brzegu zewnętrznym, Złotna, punkt 13, po powodzi majowej. Najsilniejsza erozja boczna wystąpiła powyżej osi zakrętu w miejscu, gdzie brzeg był częściowo zbudowany ze żwirów (osady naturalnego wału brzegowego). Wiśzący płot jest dobrą miarą erozyjnego podcięcia brzegu. Szerokość nowej, niezarośniętej platformy łachy zbudowanej ze żwiru jest proporcjonalna do erozyjnego cofnięcia brzegu zewnętrznego
2. A fragment of outer cutbank, Złotna, site 4. The retreat of the bank during the May flood is indicated by the nail
Część podcinanego brzegu zewnętrznego, Złotna, punkt 4. Cofnięcie brzegu w czasie powodzi majowej wskazuje gwóźdź
3. Morphology of active cutbank after the May flood, Złotna, site 37. Note horizontal and vertical grooves produced by cobbles and boulders dragged along the bank during the flood. 2-cm scale on the rule
Morfologia aktywnego, podcinanego brzegu po powodzi majowej, Złotna, punkt 37. Widoczne są poziome i pionowe bruzdy wywołane przez grube żwiry wleczone w czasie powodzi wzdłuż brzegu. Na calówce skala co 2 cm
4. Cow-made erosion of a loamy bank, Złotna, site 33. June 1977
Erozja brzegu wywołana przez krowy, Złotna, punkt 33. Czerwiec 1977



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

PLATE VI

PLANSZA VI

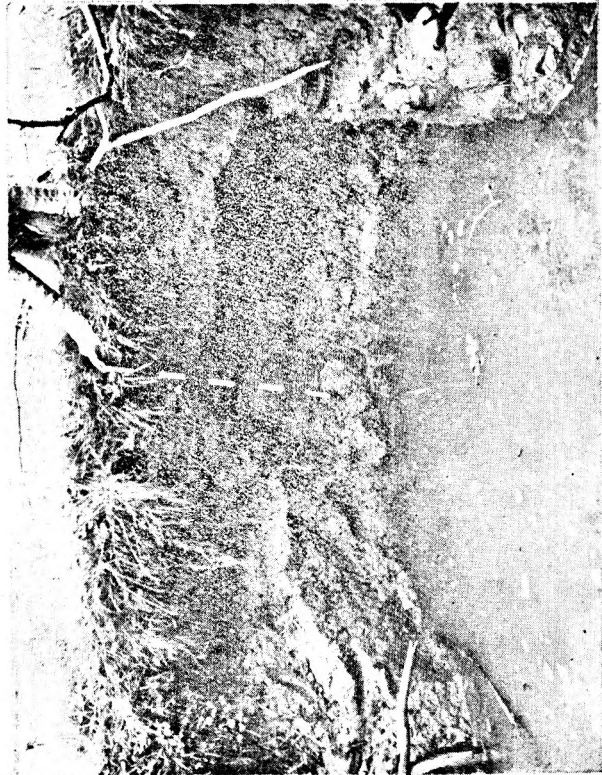
Flow pattern in bank niches and their morphology

Przepływ w niszach brzegowych i ich morfologia

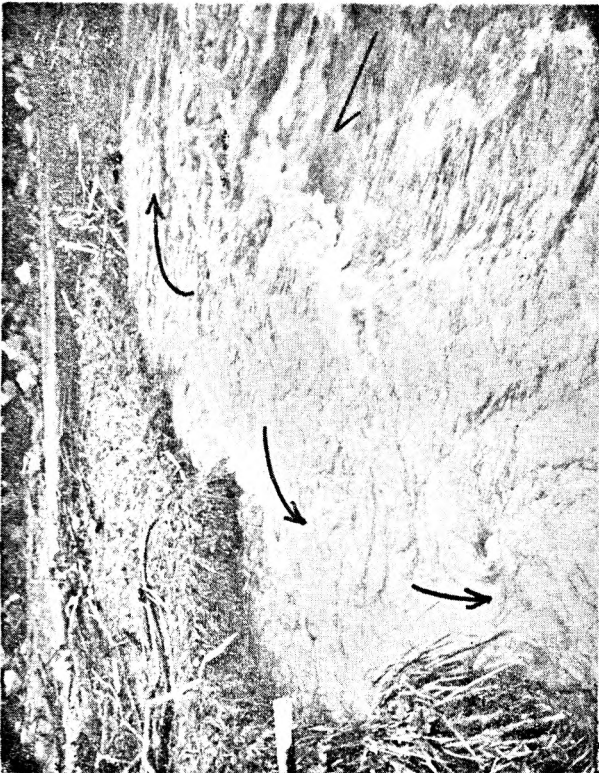
1. Flow pattern in the meander M-5, Złotna, site 19, falling stage of the August flood (August 2, 1977). Note vertical vortexes in the bank niche and a small reverse roller in the place of hydrodynamic thrust. Camera looking north-east
Układ prądów w meandrze M-5, Złotna, punkt 19, stan opadający (2 VIII 1977). W niszy widoczne są wiry pionowe oraz mały, odwrotny wir śrubowy w miejscu naporu hydrodynamicznego. Zdjęcie w kierunku północno-wschodnim
2. The same place after the May flood. Note bank niches and a mid-channel bar. Arrow indicates chute channel. Camera looking north-west
To samo miejsce po powodzi majowej. Widoczne są nisze brzegowe i łacha środkorytowa. Strzałka wskazuje koryto przelewowe. Zdjęcie w kierunku północno-zachodnim
3. A mushroom-like eddy (a local displacement of water terminating at the surface in a nonrotating boil of Matthes). Location as above. August 23, 1977
Wir wstępujący o charakterze grzyba. Lokalizacja jak wyżej. 23 VIII 1977
4. Bank niche originated in the place shown in photo 3. Note angular blocks of alluvial loam and loamy balls. Location as above
Nisza brzegowa powstała w miejscu pokazanym na fotografii 3. Widoczne są kanciaste bryły gliny aluwialnej i pojedyncze toczące. Lokalizacja jak wyżej



2



4



1



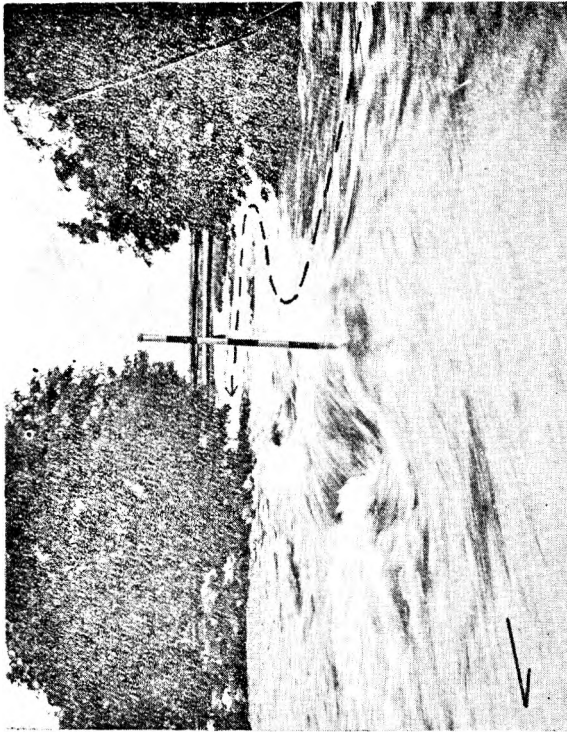
3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

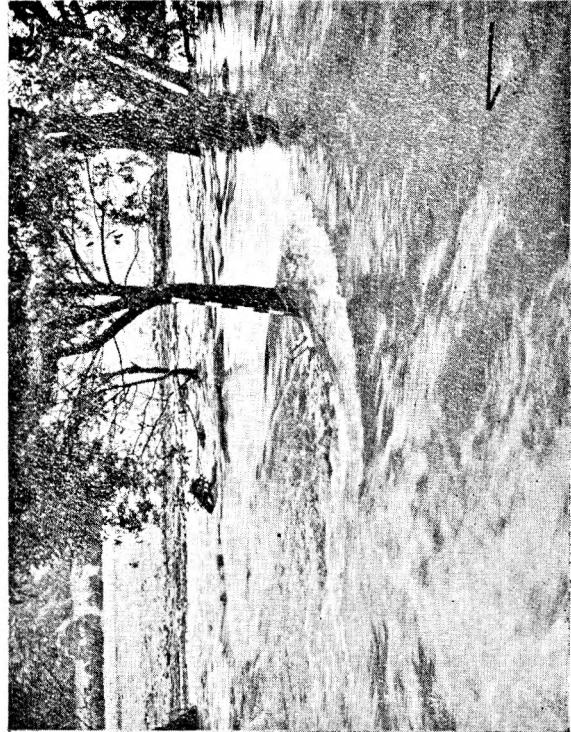
PLATE VII
PLANSZA VII

Flow perturbations around large obstacles
Zakłócenia przepływu dookoła dużych przeszkód

- 1, 2, Flow pattern in a meander bend, stage higher-than-bankfull, Złotna, site 12, August 2, 1977. Note supercritical flow over an upturned turf sheet (near the levelling rod). Dashed line indicates channel axis
Przepływ powodziowy w meandrze przy stanie wyższym niż pełnokorytowy, Złotna, punkt 12, 2 VIII 1977. Widoczny jest przepływ nadkrytyczny ponad odwróconymi płatami darni (przy tyczce). Linia przerywana wyznacza oś koryta
- 3, 4. Flow pattern around a small tree, Złotna, site 28. Stage higher-than-bankfull
Układ wirów przy opływie małego drzewa, Złotna, punkt 28. Stan wyższy niż pełnokorytowy



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

PLATE VIII
PLANSZA VIII

Gully erosion and erosion on riffles
Erozja wąwózowa i erozja na bystrzykach

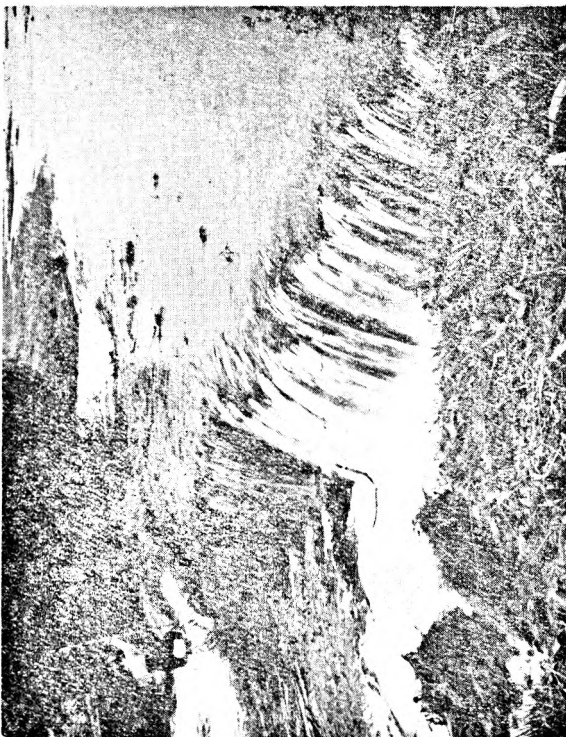
1. Incipient gully, Złotna, site 22, August 25, 1977
Zaczątkowy wąwóz, Złotna, punkt 22; 25 VIII 1977
2. A typical riffle, Złotna, site 21. Note the eroded left bank and the accretionary right bank. The unvegetated riffle gravel was deposited during the August flood simultaneously with the erosion of the left bank. September 1977
Typowy bystrzyk, Złotna, punkt 21. Widoczny jest erozyjny brzeg lewy i akumulacyjny brzeg prawy. Niezarośnięte żwiry bystrzyka zostały osadzone w czasie powodzi sierpniowej równocześnie z erozyjnym podcięciem brzegu lewego. Wrzesień 1977
3. Lateral erosion along a riffle, Złotna, site 9, after the May flood
Erozja boczna wzdłuż bystrzyka, Złotna, punkt 9, po powodzi majowej
4. A post-flood dissection of the riffle crest. River Bóbr, Bukówka study reach, below meander B-5. October 1977
Popowodziowe rozcięcie brzegu bystrzyka. Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce, poniżej meandra B-5. Październik 1977



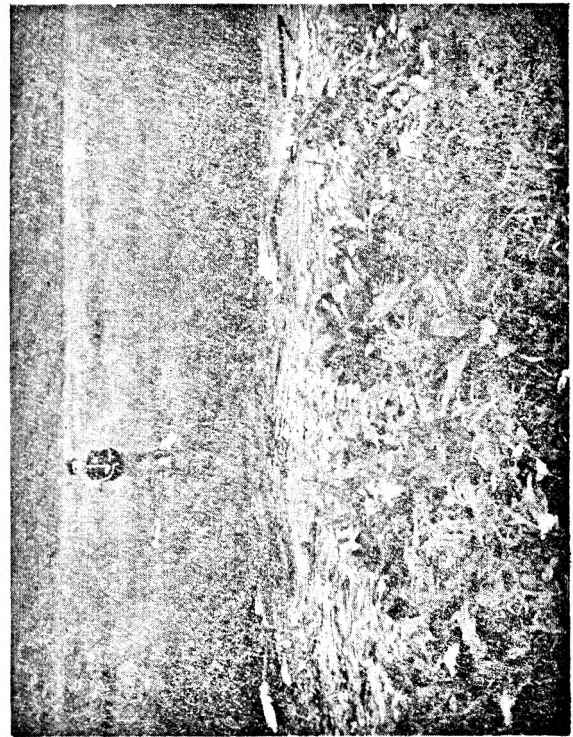
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

PLATE IX

PLANSZA IX

Erosion and channel stability

Erozja i stabilność koryta

1. Stable straight channel of the lower Złotna between sites 1 and 3. During flood discharges the channel attains a normal depth and slope with the resultant uniform flow. This is head portion of the Miskowice Fan. During the August flood a considerable amount of detrital material was transported through the channel without perceptible modifications of it. May 1978. Camera looking west

Stabilny odcinek prosty dolnej Złotnej między punktami 1 i 3. W czasie powodzi koryto to zachowuje spadek i głębokość normalną zapewniającą równomierny przepływ wody i osadu. Szczytowa część stożka Miskowic. W czasie powodzi sierpniowej koryto to przetransportowało ogromne ilości materiału detrytycznego bez żadnych widocznych zmian morfologicznych. Maj 1978. Zdjęcie w kierunku zachodnim

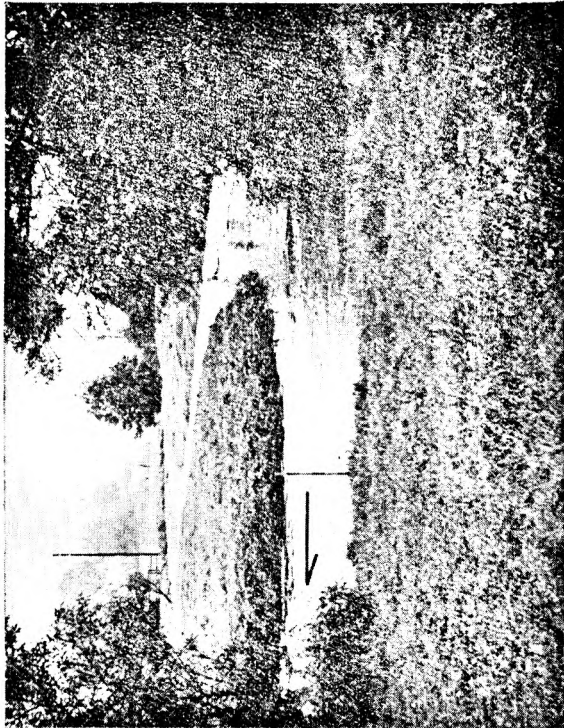
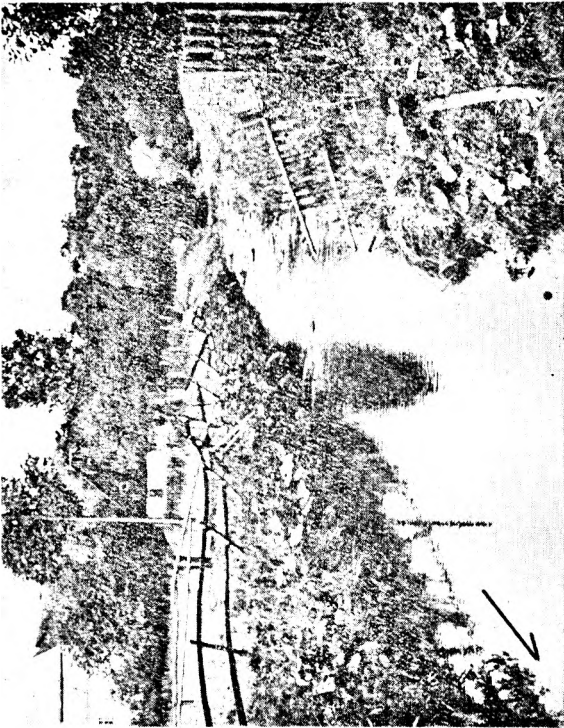
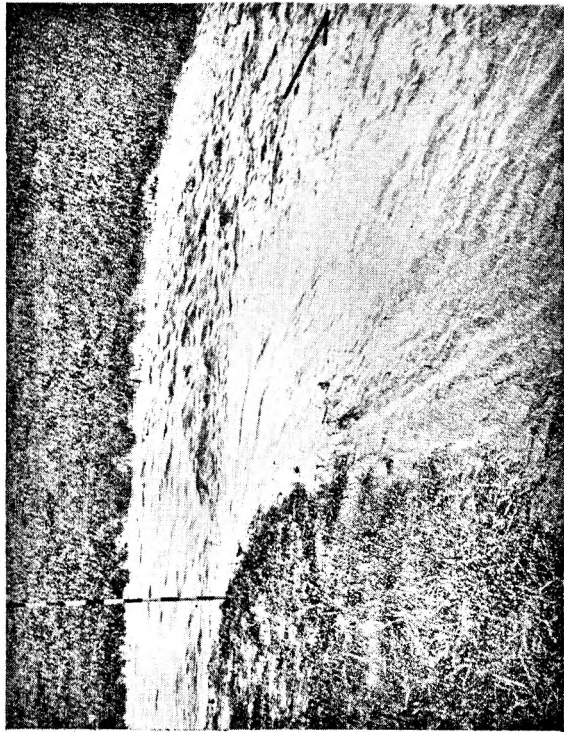
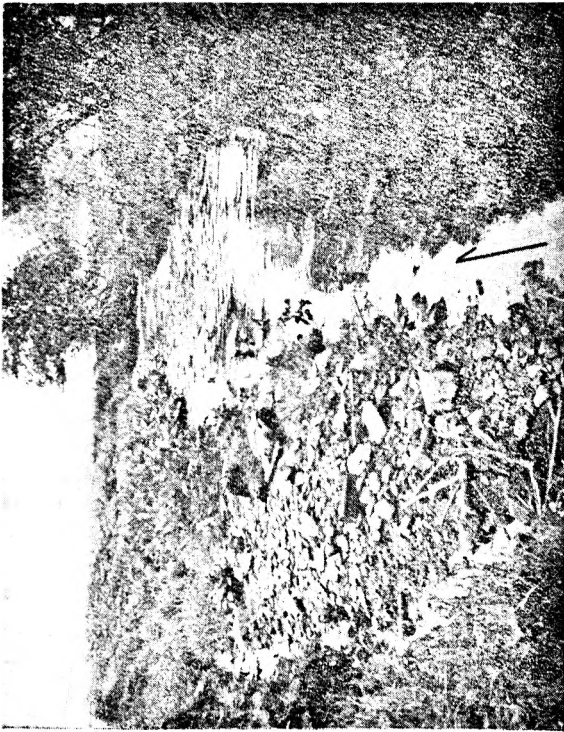
2. Unstable straight reach between sites 8 and 10. Channel instability is indicated by riffles and pools. The channel-edge bar originated during the May flood. June 1977

Niestabilne koryto proste między punktami 8 i 10. Niestabilność koryta wyrażona jest zróżnicowaniem na przegłębienia i bystrzyki. Łacha boczna powstała w czasie powodzi majowej. Czerwiec 1977

3. Quasi-stable meandering channel, River Zadrna, Jawiszów study reach. Rising stage of the August flood
Quasi-stabilny odcinek meandrujący Zadrnej w Jawiszowie. Wzbierające stadium powodzi sierpniowej

4. Unstable meandering channel reactivated during the August flood, central part of the Miskowice Fan. Subcritical flow in straight reaches becomes supercritical in meander bends. Note contraction of the flow downstream from the point of separation (indicated by levelling rod) and a large separation bubble with secondary bankward and backward circulation. The outer part of the channel is area of erosion, while a point bar is growing within the separation zone. August 1977

Niestabilne koryto meandrujące czynne w środkowej części stożka Miskowic po powodzi sierpniowej. Podkrytyczny przepływ w odcinkach prostych przechodzi w przepływ nadkrytyczny w meandrach. Widoczna jest kontrakcja przepływu poniżej punktu oderwania turbulენტnej warstwy przyściennej (zaznaczonego przez tyczkę) oraz duża strefa oderwania prądu z wtórną cyrkulacją do przodu i wsteczną. Zewnętrzna część koryta jest miejscem erozji, podczas gdy w strefie oderwania prądu rośnie łacha meandrowa. Sierpień 1977



Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne

PLATE X

PLANSZA X

Bed-load discharge and channel stability

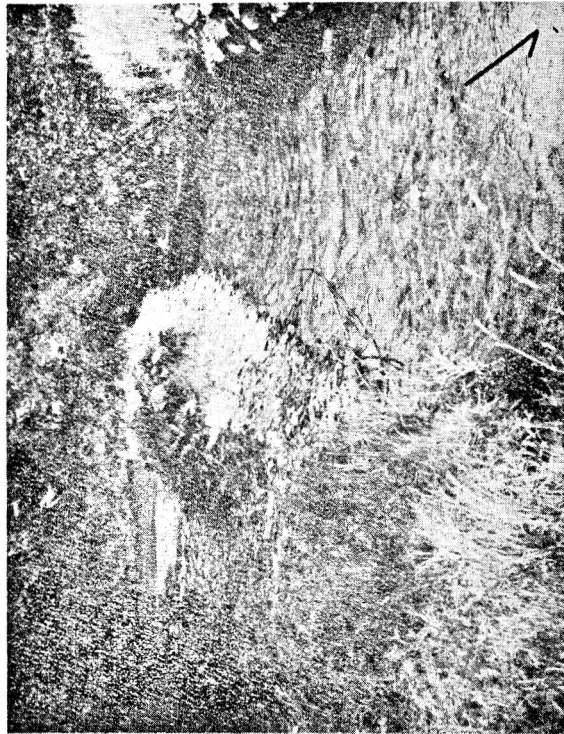
Przepływ materiału dennego i stabilność koryt

1. Extremely large (overloaded) bed-load discharge resulted in plugging with gravel of the original meandering channel and a braided channel developed. Under conditions of sediment-poor post-flood discharge the braided channels were unstable. Central part of the Miskowice Fan, site 13. Camera looking west. April 1978
Skrajnie duży (przeciążony) przepływ obciążenia dennego spowodował zaccopowanie żwirem pierwotnego koryta meandrującego i powstanie koryta roztokowego. W warunkach ubogiego w osad przepływu popowodziowego koryta roztokowe były niestabilne. Środkowa część stożka Miskowic, punkt 13. Zdjęcie w kierunku zachodnim. Kwiecień 1978
2. Moderate rate of bed-load discharge favours the development of more or less regular meanders, lower Złotna, site 33. The erosional retreat of the outer cutbank is roughly balanced by the growth of the point bar. Unvegetated gravel is a supraplatform bar accumulated owing to the August flood. August 23, 1977
Umiarkowane natężenie przepływu materiału dennego sprzyja powstawaniu mniej lub bardziej regularnych meandrów, dolna Złotna, punkt 33. Erozyjne cofnięcie brzegu zewnętrznego jest w przybliżeniu zrównoważone przez przyrastanie łachy meandrowej. Niezrosnięty żwir to łacha ponadplatformowa osadzona w wyniku powodzi sierpniowej. 23 VIII 1977
3. Meander M-3 (site 25) during the August flood, falling stage (August 2, 1977). Part of the supraplatform bar had just emerged. Levelling rod indicates the position of chute channel which was still active
Meander M-3 (punkt 25) podczas powodzi sierpniowej, stan opadający (2 VIII 1977). Część łachy ponadplatformowej właśnie się wynurzyła. Tyczka wskazuje położenie koryta przelewowego, które jest wciąż aktywne
4. The same place a year after the flood. Note erosional remnants of the point bar and the chute channel. August 1978
To samo miejsce rok po powodzi. Widoczne są erozyjne pozostałości łachy meandrowej oraz koryto przelewowe. Sierpień 1978

*All photos taken by the author
Wszystkie zdjęcia autora*



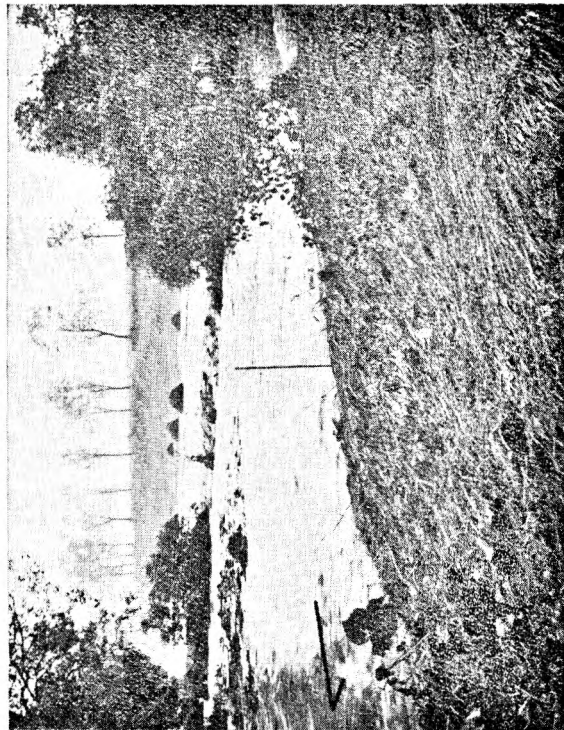
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms
Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne