

PROGLACIAL VALLEY FACIES OF THE SILESIAN UPLAND — GENETIC FACTORS AND THEIR SEDIMENTOLOGICAL EFFECTS

Dolinne facje proglacjalne Wyżyny Śląskiej — czynniki genetyczne
i ich efekty sedymentologiczne

Tomasz ZIELIŃSKI

Faculty of Earth Sciences, Silesian University,
Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec, Poland

CONTENTS

Abstract	83
Introduction	84
Terminology	84
Depositional forms	86
Depositional structures	86
Lithofacial units	86
Geological setting of the deposits studied	89
The Maczki-Bór sedimentary succession	89
The Kuźnica Warężyńska sedimentary succession	91
Proglacial stream deposits — genetic factors and their sedimentologic identification	95
Lithofacies and lithofacies associations as a depositional effect of bed forms and channel forms	95
Deposits of channel bars	95
Deposits of deep channels	96
Deposits of shallow channels with sheet-like flow	97
Lateral differentiation of lithofacies associations as an effect of various subenvironments coexistence	99
Lithofacies derived from high-energy flows	99
Structural features derived from high-discharge flow	100
Lithofacies deposited from unsteady flow	101
Depositional effects dependent on channel sinuosity	101
Peculiarity of proglacial deposits in the light of palaeohydraulic analysis	103
Final remarks	106
Appendix	107
Procedure of palaeohydraulic analysis	107
Input data	107
Procedure of calculations	107
References	109
Streszczenie	113

ABSTRACT. Results of the sedimentological study on the Quaternary deposits that crop out in deep valleys and open pits of the Silesian Upland (S Poland) are presented and discussed. Lithofacies, lithofacies associations, as well as superior units — lithofacies complexes have been recognized within the deposits. They have been used for delineating the depositional subenvironments and environments. Variability of the valley depositional conditions in the Neopleistocene and Holocene is enlightened. Investigations are focused on these sandy and sandy-gravelly deposits the lithofacial characteristics of which suggest their origin due to ablational (proglacial) flows in front of

the ice-sheet. Genetic factors of the proglacial sedimentation are discussed in the light of the following lithofacial features: 1° the character of lithofacies and lithofacies associations, 2° lateral variability of lithology, 3° high-energy lithofacies, 4° lithological features resulted from both high discharges and high unsteadiness of flows, 5° palaeocurrent data, 6° palaeohydraulics. Textural and structural features that can be used as criteria for identification of ancient proglacial facies are emphasized. In completion to the paper the procedure of palaeohydraulic analysis is provided.

INTRODUCTION

Investigations of the Quaternary deposits on uplands face many obstacles. In most cases these deposits form limited lithologic modifications, their vertical profiles are reduced, and their composition is strongly influenced by a local pre-Quaternary bed-rock petrography. The thickest depositional complexes occur in valleys. However, analysis of the valley sediments is also a difficult task. This is because they are monotonous, sandy alluvial complexes. Their age relationships with the extra-valley upland sediments are rarely straightforward, frequently being limited only to the slope deposits occurring within alluvial facies. These relationships are clear only in those regions where delluvial deposits consisted of coarse-grained beds and sediments are of good exposure. The upland alluvial profiles are, as a rule, blank in terms of lithostratigraphy. Detail palaeoenvironmental analysis of dynamic processes that took place in the valley is the only way to reveal the age of deposits. Sedimentological study seems to enable palaeoclimatic and palaeogeographic interpretations in the scale of both the valley reach and neighbouring drainage-basin.

The present palaeoenvironmental analysis is based on ubiquitous literature on fluvial dynamics and sedimentary processes in glaciofluvial environment. Of studies on today glaciofluvial environment works of Krigström (1962), Klimek (1972), Bluck (1974), Eynon and Walker (1974), Boothroyd and Ashley (1975), Church and Gilbert (1975), Claque (1975), and Bryant (1983) are of special value. On the other hand, the following papers on the ancient proglacial sediments should be mentioned: Ruegg (1977), Casshyap and Tewari (1982), Fraser and Cobb (1982), Houmark-Nielsen (1983), Maizels (1983a,b) and Landvik and Mangerud (1985). Since proglacial streams represent typical varieties of braided channels, high amount of information pertaining to deposits of low-sinuosity rivers (Sundborg 1956; Allen 1968, 1984; Williams, Rust 1969; Collinson 1970; Smith 1970, 1971, 1972; Bluck 1976; Hein, Walker 1977; Cant

1978; Cant, Walker 1978) was used in this work. Deposits of mountain rivers (see Teisseyre 1984) may also be compared to high-energy proglacial facies. It is the present author opinion that studies of alluvial fans may be helpful in sedimentological analysis of glaciofluvial and proglacial deposits (see also McGowen, Groat 1971; Wasson 1977; Bryhni 1978; Teisseyre 1980, 1986; Vos, Tankard 1981). This is because sedimentation of both facies is controlled by similar factors. Similarities are seen in the braiding pattern of depositional channels, overloading of flows and their high-energy level. Works on deposition in ephemeral streams (G. E. Williams 1971; Karcz 1972; Picard, High 1973) have also been applied to this study. Rising and falling phases of flow in ephemeral rivers are related to hydrodynamics of proglacial streams resulting in similar style of deposition.

This paper is a result of extensive study on deposits of two, relatively large valleys of the Silesian Upland — the Biała Przemsza and Czarna Przemsza (Fig. 1). Sedimentological analysis was carried out in sand fill open pits. Because of their great size they offer a unique opportunity to study lithological passages over a long distance either vertically or laterally. Sediments considered here as proglacial ones are described on the geological background, i.e. in superposition of complete profiles and geological events in both valleys. Detail discussion is, however limited to the proglacial facies. Palaeoenvironmental problems and stratigraphy of sediments of the Przemsza basin have been presented by Lewandowski and Zieliński (1984, 1988, 1990), Zieliński (1984), and Zieliński and Lewandowski (1990).

This paper is a part of the author's Ph.D. thesis supervised by prof. Andrzej K. Teisseyre. I am grateful to my supervisor for many fruitful and stimulating discussions and his help throughout this work. My thanks are also due to dr Krzysztof Brodzikowski for critical comments while this paper was prepared for publication.

TERMINOLOGY

In the author's opinion the term *proglacial river* means a channel flow resulted from melting of ice masses, i.e. the river is supplied with ablation waters. The outflow of the river is directed outside the glaciated area. The proglacial rivers are, in their upper reaches, the sandur streams of proglacial

alluvial fans. The proglacial waters are considered as glaciofluvial streams. Down the rivers they turn into alluvial valley flows. Such a treatment is in agreement with the definition proposed by Edwards (1986). He assumes that the proglacial environment covers the area outside the glacier where

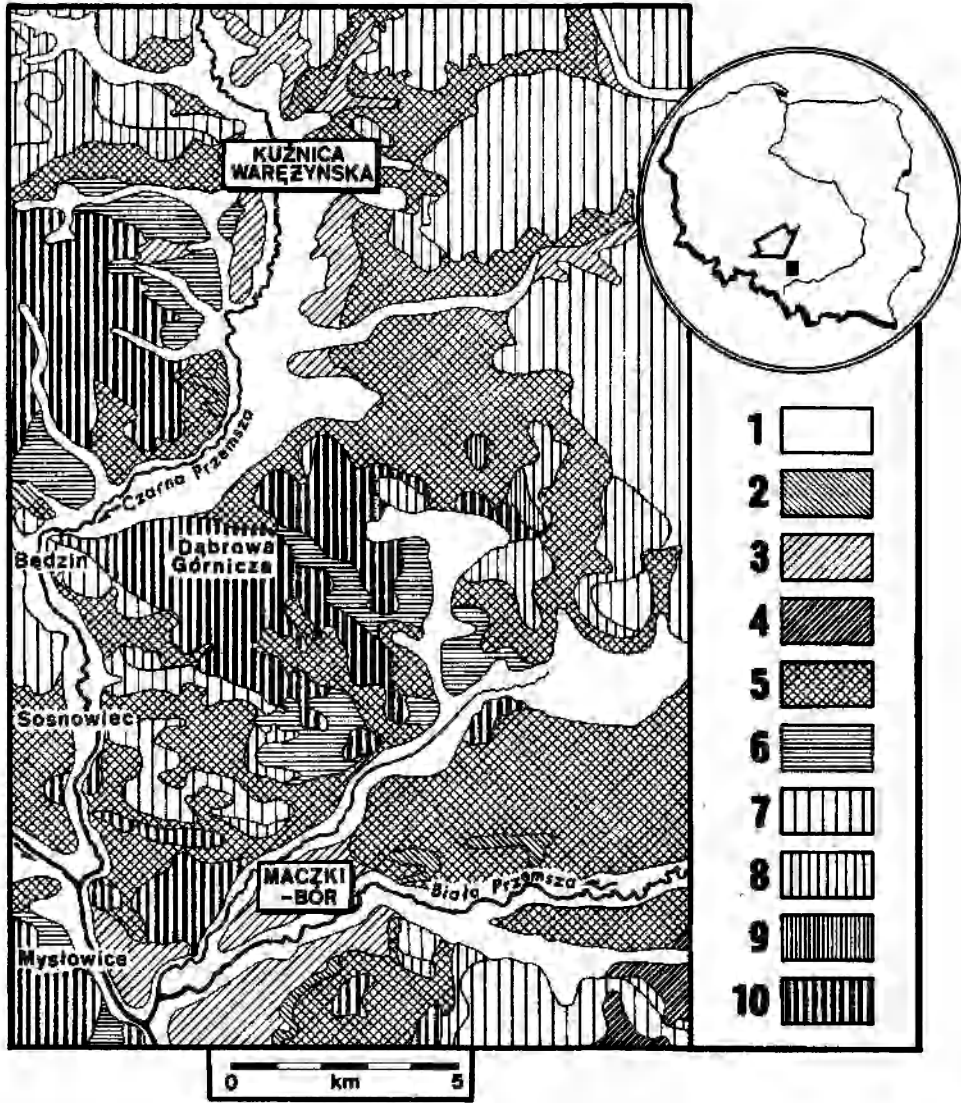


Fig. 1. Localization of sites analysed against a background of geological map of eastern Silesian Upland (by Kaziuk and Lewandowski 1978, modified). Holocene: 1 – alluvium; Pleistocene: 2 – aeolian sands, 3 – alluvium (the Wisła Glaciation), 4 – sands of alluvial fans (the Wisła Glaciation), 5 – glaciofluvial sands and gravels (the Odra Glaciation), 6 – till (the San Glaciation); Mesozoic: 7 – limestones and dolomites (Middle Triassic), 8 – sandstones, siltstones, marls (Lower Triassic); Paleozoic: 9 – siltstones, mudstones (Permian), 10 – sandstones, siltstones (Upper Carboniferous)

Lokalizacja analizowanych stanowisk na tle budowy geologicznej wschodniej części Wyżyny Śląskiej (wg Kaziuka i Lewandowskiego 1978, zmodyfikowane). Holocen: 1 – aluwia; plejstocen: 2 – piaski eoliczne, 3 – aluwia (złodowacenie Wisły), 4 – piaski stożków napływowych (złodowacenie Wisły), 5 – piaski i żwiry fluwioglacjalne (złodowacenie Odry), 6 – glina glacialna (złodowacenie Sanu); mezozoik: 7 – wapień i dolomity (trias środkowy), 8 – piaskowce, mułowce i margle (trias dolny); paleozoik: 9 – mułowce i ilowce (perm), 10 – piaskowce i mułowce (karbon produktywny)

channel flows are supplied exclusively with ablation waters (*ibidem*, Fig. 13.3). Edwards recognized glaciofluvial environment as a part of the proglacial environment and treats ice-contact, outwash and eolian deposits as proglacial facies. Klimaszewski (1978) also identifies the proglacial river with the glaciofluvial river, although he admits that additional supply with non-ablational streams is possible. In the present author's opinion the *extraglacial river* is a channel flow at the glacier foreground supplied with other waters than ablational ones. It

should be stressed, however, that extraglacial rivers may receive some amounts of ablational waters. Therefore, the extraglacial river is a link between proglacial river and river of unglaciated area, in terms of hydrodynamics and depositional processes. Brodzikowski and Van Loon (1987) use the term *extraglacial subenvironment* to describe the area inside the periglacial environment and outside the proglacial subenvironment. Any fluid-medium depositional process, i.e. alluvial fans, rivers and lakes, is placed by them only within proglacial sub-

environment, whereas aeolian and slope sedimentation are the only processes of the extraglacial zone.

DEPOSITIONAL FORMS

During the sedimentological analysis certain depositional units are the basis for delineating the qualitative character of depositional forms. It is, therefore, reasonable to present short typology of main bed and channel forms.

The author distinguishes between *ripples* and *dunes* within a group of rhythmic bed forms. The morphometric boundary between these two forms is marked by the height of 6 cm and length of 60 cm (after Guy *et al.* 1966; Allen 1968). Dunes are further subdivided into straight-crested dunes, i.e. two-dimensional forms, and sinuous dunes, i.e. three-dimensional forms. *The two-dimensional dunes* (sand waves – Boothroyd and Hubbard 1975) are lower and longer. *The three-dimensional dunes* (megaripples – Boothroyd and Hubbard 1975; sand waves – Harms *et al.* 1975; Jackson 1976) are steeper with lower amplitude. The two types of dunes originate in slightly different hydrodynamic conditions. Although both types occur within the same wide energy range, so-called field of dunes, the two-dimensional variety forms at lower values of bed shear stress than three-dimensional dunes (Bridge 1978). This is why the former are called low-energy dunes and the latter high-energy dunes (Harms 1969). Costello (1974) is of identical opinion as to the relationship between morphology of dunes and flow velocity (reflecting here the energy level). It should be noted, however, that there are only small differences in hydrodynamics stimulating formation of two- and three-dimensional dunes. Hence, in natural conditions where velocity of channel flow fluctuated as well in time as in space both types of dunes can occur simultaneously (see Allen 1978, 1984).

Ripples and dunes, as rhythmic forms, should be clearly distinguished from bars – rhythmic or unrhythmic forms of large scale. The former should be classified to the *bed forms* group, i.e. small forms in comparison to the channel size. On the other hand, bars should be classified to the *channel forms* for they are closely related to the channel scale and shape. Moreover, migration and development of bars result from changes in the channel morphology (A. K. Teisseyre pers. com.). According to Harms *et al.* (1975) the basic difference between dunes and bars consists in the scale of these forms.

The bar is a channel form the height of which is comparable to the flow depth, whereas length is equal to or larger than the channel width (*Task Force... 1966*). Simons and Richardson (1966) state that the length of a bar is equal to 2–3 widths of the channel.

DEPOSITIONAL STRUCTURES

To determine the scale of depositional structures the author assumed that 6 cm is the maximum value for thickness of small-scale sets. In the case of cross-stratified beds these sets are related to the deposition in rippled bed stage (see Allen 1968). Thickness of 30 cm marks the boundary between medium and large scale sets (Campbell 1967).

Identification of ancient dunes is based on the fact that two-dimensional dunes prograding in flow direction form planar cross-stratified sets of medium scale accreting on flat, unscoured bed (*cf.* Bluck 1974; Bridge 1978). Zones of flow separation related to the three-dimensional dunes are characteristic for strong secondary currents resulting in spoon-shaped scours (Guy *et al.* 1966; Allen 1968) which, when filled with sand, form trough cross-stratification sets of medium scale (Fig. 2).

Bars can be divided into two genetic groups on the basis of their internal structures. The first one includes sand bars with depositional fronts – fore-set sandy bars according to Miall (1977). Usually they consist of planar cross-stratification sets of large and medium scale. Channel forms, known in the literature as transverse, linguoid, diagonal, and side bars, belong to this genetic group. The second group of bars is formed by low, coarse-grained forms vertically accreted, lacking of depositional fronts, and usually directed in accordance with flow direction – longitudinal bars. Their sediments show ill-defined horizontal stratification or even massive structure with imbrication of clasts (Fig. 2). Internal structure of different types of bars together with hydrodynamic conditions of their origin will be discussed later in detail.

LITHOFACIAL UNITS

They play principal role in the differentiation of sedimentary profiles, environmental analysis, and in the lithostratigraphic correlations. The author uses three-stage division of lithofacial units. *Lithofacies* is a first-rank unit. It is a single set, or coset, of certain type of stratification. Lithofacies is, therefore, a depositional effect of bed or channel

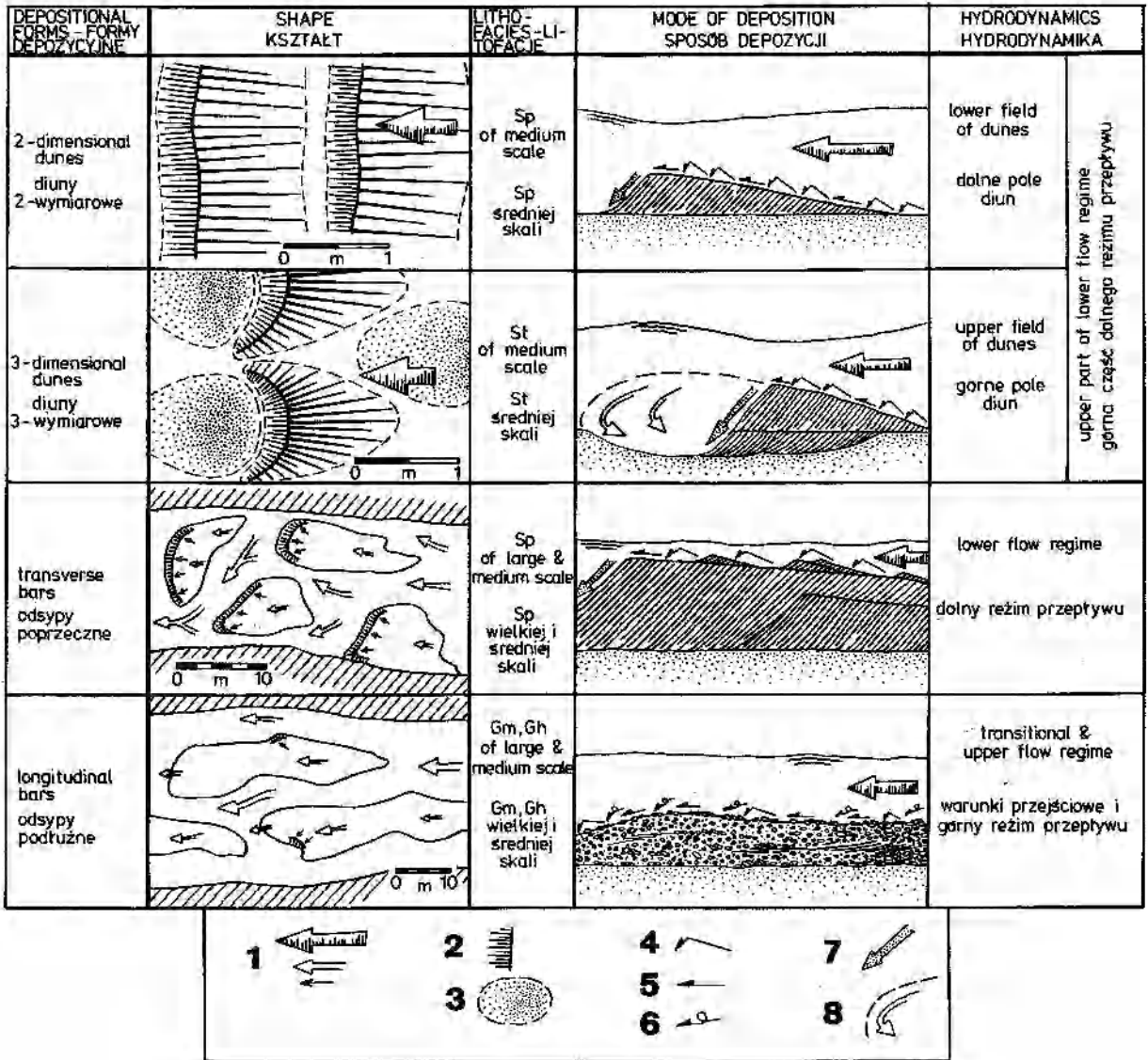


Fig. 2. Depositional forms of bed and channel, their shape, origin, hydrodynamic conditions and lithofacies. 1 – the main, secondary and local current directions; 2 – foreset slope; 3 – erosional troughs; 4 – saltation transport of bed load; 5 – rolling transport of bed load; 6 – wash load; 7 – avalanching of grains; 8 – secondary currents in separation zone

Formy dna i koryta, ich kształt, geneza, warunki hydrodynamiczne i litofacie. 1 – główne, drugorzędne i lokalne kierunki przepływu; 2 – front depozycyjny; 3 – rozmycie; 4 – transport saltacyjny; 5 – transport wleczeniowy; 6 – przydenny transport zawieszony; 7 – grawitacyjny zsuw ziarn; 8 – prądy wtórne w strefie separacji przepływu

form. Morphology of alluvial channel beds is characteristic for variety of depositional forms, e.g. bars, dunes, and ripples, that occur together even within short reaches of the channel. Each of these forms makes different lithofacies which may be grouped into lithofacies association (see Tab. 1). The lithofacies association is, therefore, a second-rank division enabling reconstruction of conditions of hydrodynamics, sediment transport and deposition, as well as bed morphology, i.e. reconstruction of *sedimentary subenvironment*. The vertically and laterally adjacent lithofacies associations are grouped into lithofacies complex. The lithofa-

cies complex formed at determined, relatively constant or changeable conditions of sedimentation. Therefore, vertical and lateral succession of lithofacies associations can be logically explained in terms of a single sedimentary environment variability in time and space. As the reconstruction of the sedimentary subenvironment is determined by the character of lithofacies association, the lithofacies complex is equivalent to the *sedimentary environment*.

The lithofacies complex being the lithofacial division of the highest rank can be used in the regional Quaternary palaeogeographic reconstructions. This is because it consists of sediments that have

both thickness and lateral extent so large that can be traced over long distances, e.g. a few kilometers in valley axis direction. Moreover, the vertical sequence of sediments (lithofacies associations) within the lithofacies complexes is so characteristic that it enables correlations between outcrops or drill cores. Hence, the lithofacies complex can serve as a lithostratigraphic unit — the Member, i.e. a unit of lower rank than the Formation.

To characterize briefly and, at the same time, unequivocally lithofacies units, symbols of textural-structural code will be used herein (after Miall 1977, 1978; Rust 1978; see also Gradziński *et al.* 1986, p. 402). Conventional textural symbols, e.g. *S* — sand, *G* — gravel, appeared to be unsatisfactory to describe certain lithofacies. A mixed code, e.g. *SG* — gravelly sand, is introduced in this paper for more precise lithologic description. In the lithologic code each lithofacies is related to given textural-structural symbol, e.g. *Sp* — lithofacies of planar cross-stratified sand. Moreover, the author suggests structural symbols be considerably modified. The second small letter in the code should be derived from an adjective describing stratification or lamination type. Therefore, horizontal lamination is symbolized with a letter *h*, which concerns both horizontal lamination derived from the upper-stage plane bed and from suspension settlement. The symbol *l* means exclusively low-angle cross-stratification. In this way, the inconsistency in using certain symbols can be avoided. For instance, the symbol *l* for fine-grained lithofacies

meant horizontal lamination (*Fl*), whereas in sand lithofacies it denominated low-angle cross-stratification (*Sl*).

Lithofacies associations are described by symbols of predominant lithofacies — *the index lithofacies*. For example, the multicomponent symbol *Sp, St, Sh* is given to the association comprising three types of index lithofacies that occur with relatively equal frequency. It happened quite often that beside the predominant lithofacies the others of slightly less frequency occurred within the association as well. If that was the case, symbols were in brackets, e.g. *Sh, Sr, (FSh)* — see Table I for explanation.

In the course of sedimentological analysis of ancient fluvial deposits it is often necessary to compare lithofacies complexes studied to the classical, reference lithosomes. The sequence of lithologic features and specific environmental conditions that influence the depositional sequence are known for the reference lithosomes. This type of lithosomes or synthetic sedimentary logs are herein referred to as lithotypes by analogy to stratotype. Stratotype is a model profile of a lithostratigraphic unit. On the other hand, *lithotype* is a lithofacial unit (lithofacies complex) with characteristic lithologic features and conditions of origin determined by the sequence of lithofacies associations. Both stratotype and lithotype satisfy a condition of geographical location — the name is common use in the literature. In this formulation the term *lithotype* is an equivalent for the *vertical profile model*, e.g. *Platte River type* according to Miall (1978).

GEOLOGICAL SETTING OF THE DEPOSITS STUDIED

The outcrops in Maczki Bór and Kuźnica Warężyńska occur within valley-fill deposits of two large rivers of the Silesian Upland — the Biała Przemsza and Czarna Przemsza (Fig. 1). Fossil valleys of 1200–1500 m width and of approx. 35 m depth are incised in the Carboniferous, Permian, and Triassic bed-rocks (Figs. 3 and 4). Both rivers form fluvial system draining NE part of the Silesian Upland. The present drainage-basin of the Przemsza river formed during the Odra Glaciation (i.e. Saalian, Riss). At that time the area studied was situated in the foreground of melting ice-sheet. Proglacial streams (the Czarna Przemsza) and proglacial-extraglacial streams (the Biała Przemsza) dissected bed-rocks and adopted older valley network (Lewandowski 1982) (see Fig. 5). Therefore, the assumption that proglacial sediments occur in fills of both valleys is quite logical.

THE MACZKI-BÓR SEDIMENTARY SUCCESSION

The Maczki-Bór locality is situated in the lower reach of the Biała Przemsza valley immediately to the confluence with the Czarna Przemsza river (Fig. 1). The Biała Przemsza drainage-basin covers so-called Błędowska Desert and Starczynowska Desert — vast depositional areas of large fluvial system of the Pleistocene age. Deposits of the eastern, distal zone of this fluvial system crop out in the Maczki-Bór excavation.

Studying the Błędowska Desert deposits Koziół (1952) came to the conclusion that the main phase of sand sedimentation had been related to the glaciofluvial outflow from the Odranian ice-sheet. Lewandowski and Zieliński (1988) have revealed, on the basis of lithofacial and stratigraphic analyses, that the Biała Przemsza valley during the Odra

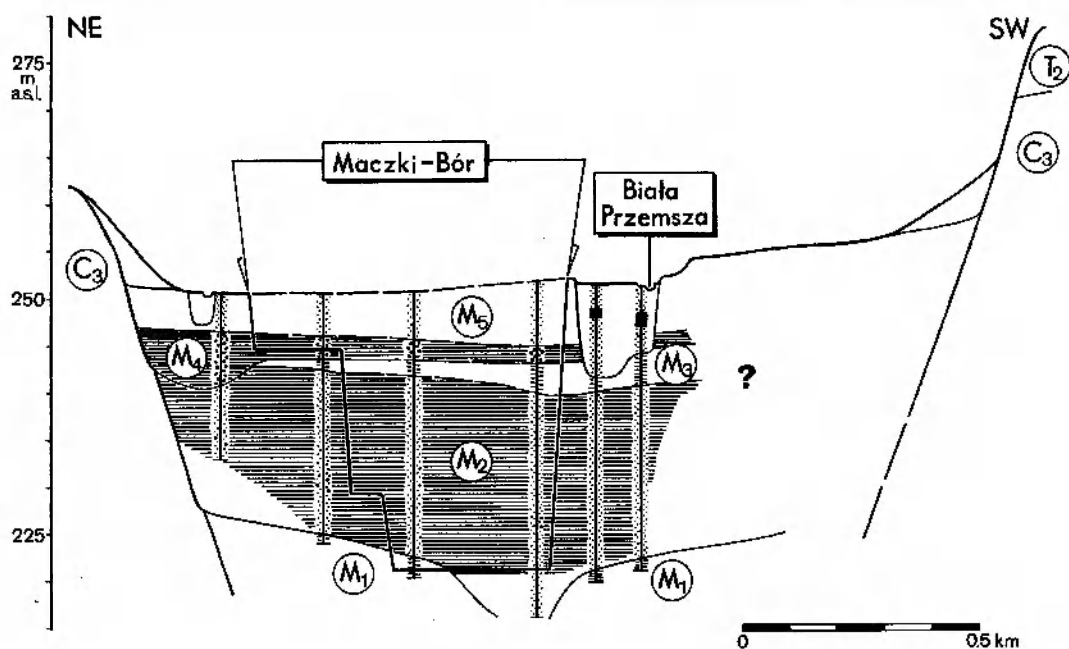


Fig. 3. Geological setting of the Maczki-Bór excavation — section across the Biała Przemsza valley. C_3 — Upper Carboniferous (sandstones, siltstones); T_2 — Middle Triassic (limestones, dolomites); M_1 – M_5 — complexes described in text. For other explanations see Fig. 4

Sytuacja geologiczna osadów stanowiska Maczki-Bór — przekrój poprzeczny przez dolinę Białej Przemszy. C_3 — górny karbon (piaskowce, mułowce); T_2 — środkowy trias (wapień, dolomity); M_1 – M_5 — kompleksy opisane w tekście. Pozostałe objaśnienia na fig. 4

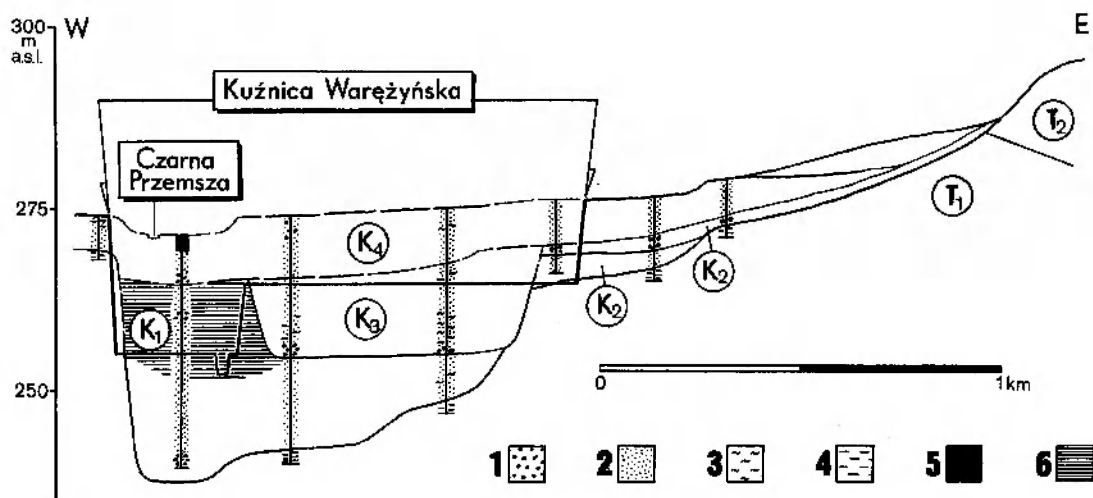


Fig. 4. Geological setting of the Kuźnica Wareżyńska excavation — section across the Czarna Przemsza valley. 1 — gravels; 2 — sands; 3 — silts; 4 — muds; 5 — peat; 6 — proglacial (and extraglacial) deposits; T_1 — Lower Triassic (siltstones, mudstones); T_2 — Middle Triassic (limestones); K_1 – K_4 — complexes described in text

Sytuacja geologiczna osadów stanowiska Kuźnica Wareżyńska — przekrój poprzeczny przez dolinę Czarnej Przemszy. 1 — żwiry; 2 — piaski; 3 — muły; 4 — ility; 5 — torf; 6 — osady proglacjalne (i ekstraglacialne); T_1 — dolny trias (mułowce, ility); T_2 — trias środkowy (wapień); K_1 – K_4 — kompleksy opisane w tekście

Glaciation was a waterway for proglacial and extraglacial waters. Recent investigations of deposits from the fossil valley of the Biała Przemsza (Zieliński and Lewandowski, 1990) resulted in establishing numerous widespread sandy complexes — the Błędów Formation. The oldest deposits of this for-

mation occur, among others, in the Maczki-Bór excavation.

The Maczki-Bór sedimentary profile starts with the fragmentarily exposed deposits of the M_1 complex. They consist of horizontally laminated sandy muds (*Fh*) — most probably the extraglacial valley

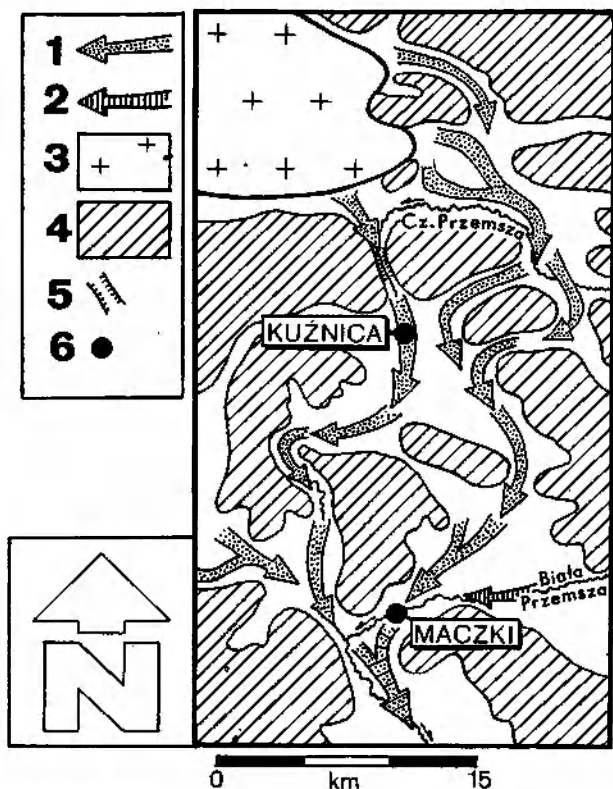


Fig. 5. Palaeogeographic situation of sites analysed during maximum extension of Odranian ice-sheet (by Lewandowski 1982, modified). 1 – proglacial streams; 2 – extraglacial river; 3 – ice-sheet; 4 – bed-rock outcrops; 5 – gorge eroded by proglacial stream; 6 – sites analysed

Paleogeograficzna sytuacja analizowanych stanowisk w okresie maksymalnego nasunięcia lądolodu zlodowacenia Odry (wg Lewandowskiego 1982, zmodyfikowane). 1 – kierunek odpływu wód proglacjalnych; 2 – ekstraglacialny przepływ Białej Przemszy; 3 – lądolód; 4 – wychodnie skał podłoża podczwartorzędowego; 5 – przełom wód proglacjalnych przez pasmo wychodni podłoża; 6 – analizowane stanowiska

lake deposits of the San Glaciation (i.e. Elsterian, Mindel). The following three lithofacies complexes overlie the erosional surface: thick sandy complex M_2 , clayey-silty-sandy complex M_3 , and sandy-gravelly complex M_4 (Fig. 6). These complexes are believed to originate in the extra- and proglacial environments. Their detail lithologic description will be presented later. This part of the profile reflects gradual changes in sedimentary environments in the foreground of the Odranian ice-sheet. The complex M_2 echoes channel deposition of extraglacial river partly fed by meltwaters. Associations Sp , Sh , Sl and St , (Sp , Sl) originated in high-discharge conditions (Fig. 6). The main meltwater streams existed in the neighbouring valley of the Czarna Przemsza river (Fig. 5). Alluvial aggradation was so intense there, that, in course of time, high-situated floor of the Czarna Przemsza valley became a controlling factor of fluvial dynam-

ics in the mouth of the Biała Przemsza valley. Higher base-level caused the decrease in the slope of the Biała Przemsza waters. At that time deposition of upper association of the complex M_2 – Sp , (St , Sh , Sr) – took place. Finer grain size of these deposits, smaller scale of lithofacies, and ripple cross-lamination are the features indicating lower energy-level of the subenvironment of Sp , (St , Sh , Sr) association than energy-level of underlying associations (see Fig. 6). Extraglacial waters were presumably dammed up by fluvial aggradation in the neighbouring Czarna Przemsza valley. The valley lake – sedimentary environment of the fine-grained complex M_3 – formed within the area of the Maczki-Bór excavation (Pl. I, 1 and Pl. III, 1). Later, short, though peculiar phase of sedimentation in high-energy proglacial channel occurred leading to the formation of the SGh association of the complex M_4 (Pl. II, 1). That coarse-grained deposition took place in the closest proximity of melting ice masses during the Odra Glaciation.

Upperlying sandy deposits of the complex M_5 differ from the others in terms of smaller-scale lithofacies (Fig. 6) and lighter colour. These are braided river sediments. At the beginning sandy transverse bars predominated in the shallow channel – the Sp association (Pl. II, 2). Thereafter, depth of channel flow increased slightly and three-dimensional dunes became predominant bed forms – association St , (Sh , Sp). The complex M_5 is interpreted as channel sediments deposited under lower discharge level, i.e. of river flowing without additional meltwater supply.

THE KUŹNICA WAREŻYŃSKA SEDIMENTARY SUCCESSION

The Kuźnica Wareżyńska outcrop is situated in the Czarna Przemsza valley on the northern margins of the Kotlina Dąbrowska (Fig. 1). Immediately to the north of the outcrop the valley exists as a gorge within bed-rocks cropping out evenly with a parallel. During the Odra Glaciation the ice-sheet margin in its maximum extent most probably reached northern slopes of the range built up of the bed-rocks (Lewandowski 1982; see also Fig. 7). Therefore, the investigated reach of the Czarna Przemsza valley was situated in the immediate surrounding of melting ice masses and played role of an important proglacial waterway. Lithofacial and stratigraphic study undertaken by Lewandowski and Zieliński (1988) has revealed that the lower part of valley fill consists of sandy and gravelly deposits of low-sinuosity channels. These deposits

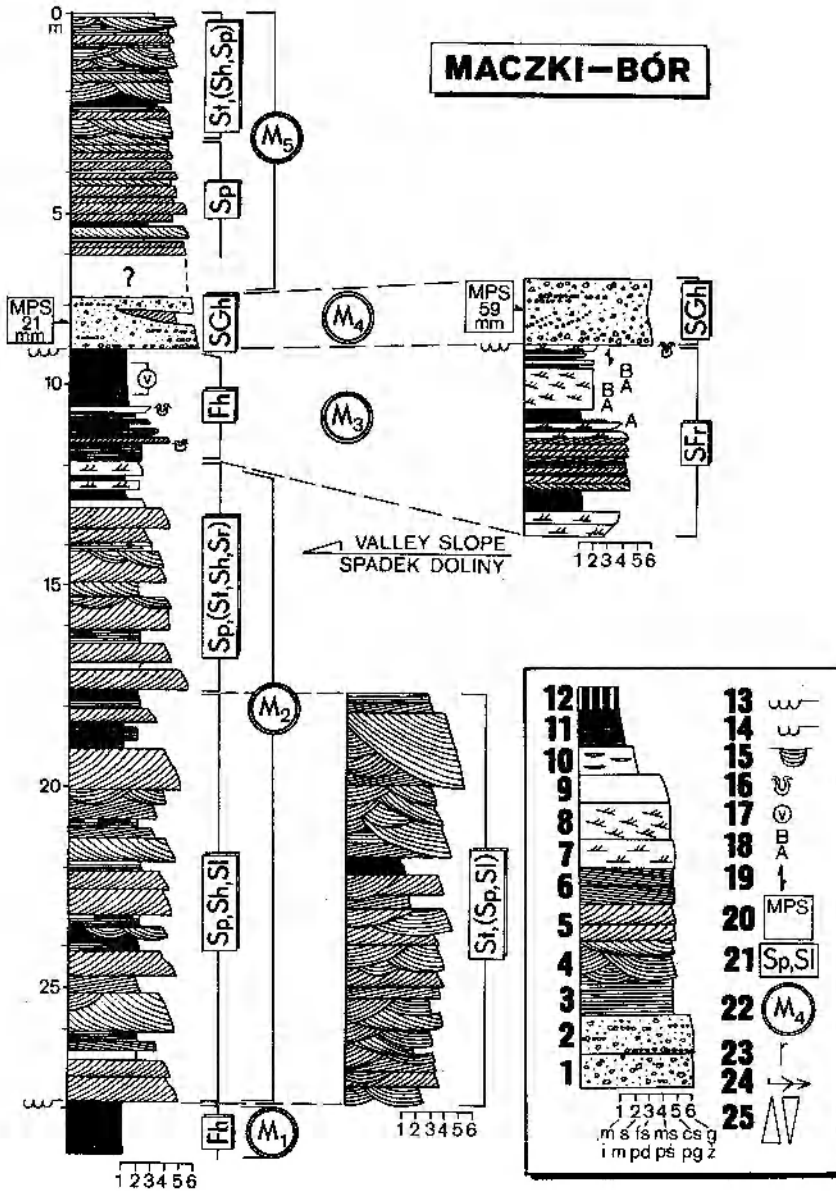


Fig. 6. Synthetic sedimentary log of the Maczki-Bór site. 1 – massive gravels; 2 – gravels with crude horizontal stratification; 3 – horizontally laminated sands; 4 – trough cross-stratified sands; 5 – planar cross-stratified sands; 6 – low-angle cross-stratified sands; 7 – ripple cross-laminated sands; 8 – ripple-drift cross-laminated sands; 9 – massive sands; 10 – silty sands with flaser lamination; 11 – horizontally laminated silts/muds; 12 – peat; 13 – large-scale erosional surfaces; 14 – other erosional contacts; 15 – channel-fill structures; 16 – deformations; 17 – varves; 18 – types of climbing ripples; 19 – symmetrical ripples; 20 – maximum particle size; 21 – symbol of lithofacies association; 22 – symbol of lithofacies complex; 23 – roots; 24 – tree stems; 25 – fining/coarsening-up cycle

Zbiorczy profil litofacjalny stanowiska Maczki-Bór. 1 – żwir masywny; 2 – żwir o niewyraźnym warstwowaniu poziomym; 3 – piasek laminowany poziomo; 4 – piasek o przekątnym warstwowaniu rynnowym; 5 – piasek o płaskich warstwowaniach przekątnych; 6 – piasek o niskokątowym warstwowaniu przekątnym; 7 – piasek o riplemarkowej laminacji przekątnej; 8 – piasek o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących; 9 – piasek masywny; 10 – piasek mułowy o laminacji smużystej; 11 – muł/ił laminowany poziomo; 12 – torf; 13 – powierzchnie erozyjne wielkiej skali; 14 – inne kontakty erozyjne; 15 – struktury kanałów; 16 – deformacje pogrążowe; 17 – struktura warwowa; 18 – typ riplemarków wstępujących; 19 – riplemarki symetryczne (falowe); 20 – średnica 10 największych ziarn próby; 21 – symbol zespołu litofacji; 22 – symbol kompleksu litofacjalnego; 23 – korzenie roślin; 24 – pnie drzew; 25 – normalne/odwrócone uziarnienie frakcyjne

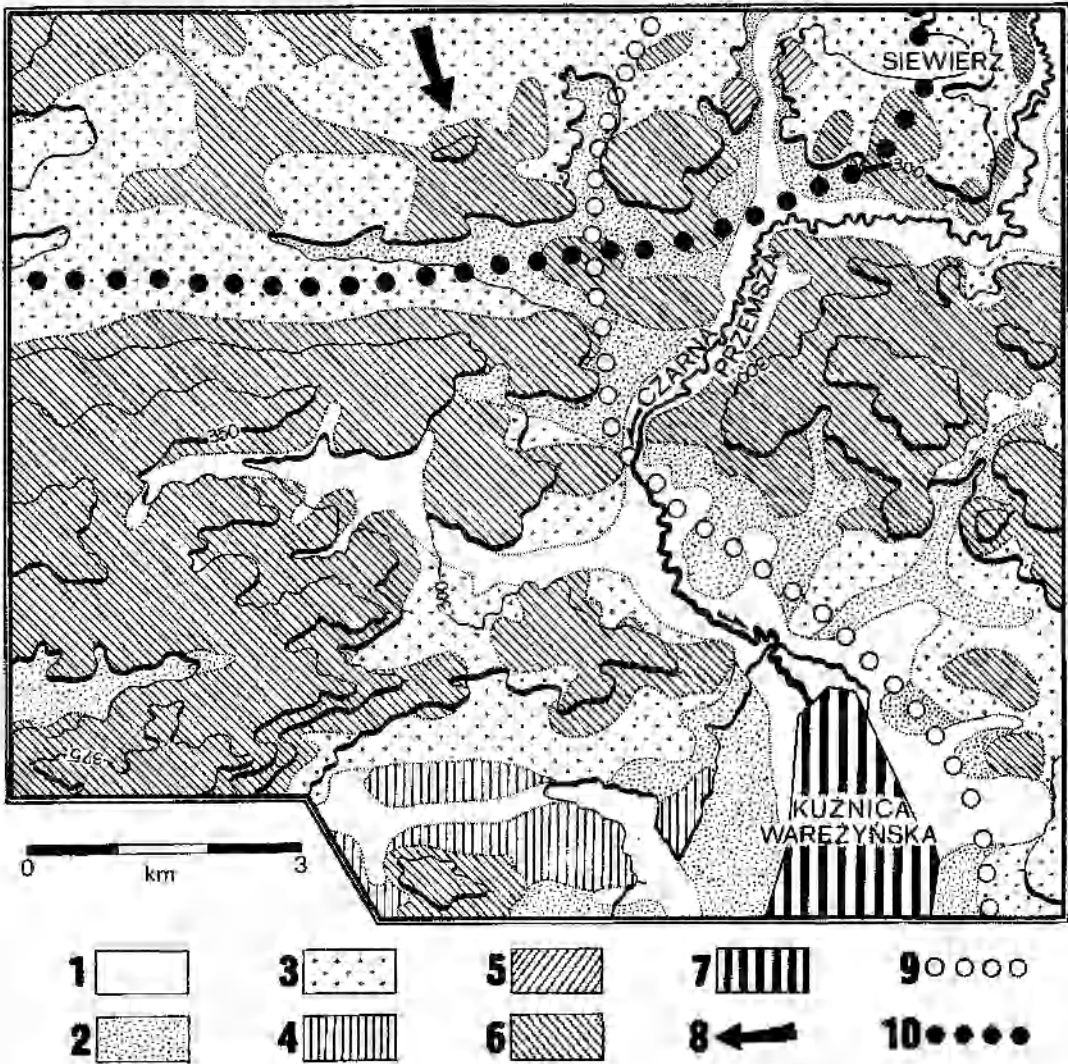


Fig. 7. Geological and palaeogeographical situation of the Kuźnica Wareżyńska site (geology by Kaziuk and Lewandowski 1978). 1 – alluvium (Holocene); 2 – alluvium (the Wisła Glaciation); 3 – glaciofluvial sediments; 4 – till (the San Glaciation); 5 – ice-contact sediments; 6 – bed-rock outcrops; 7 – the Kuźnica Wareżyńska excavation; 8 – direction of ice-sheet transgression; 9 – maximum extent of the Odra Glaciation ice-sheet by Mojski and Rühle (1965); 10 – ice-sheet extent by Lewandowski (1982)

Sytuacja geologiczno-paleogeograficzna stanowiska Kuźnica Wareżyńska (geologia wg Kaziuka i Lewandowskiego, 1978). 1 – aluwia holocenu; 2 – aluwia zlodowacenia Wisły; 3 – osady fluwioglacjalne; 4 – glina glacialna zlodowacenia Sanu; 5 – osady czołowomorenowe; 6 – wychodnie skał podłoża; 7 – wyrobisko Kuźnica Wareżyńska; 8 – kierunek transgresji lądolodu; 9 – maksymalny zasięg lądolodu zlodowacenia Odry wg Mojskiego i Rühlego (1965); 10 – zasięg lądolodu wg Lewandowskiego (1982)

can be identified with conditions of proglacial sedimentation.

The K_1 complex (Figs. 4 and 8) comprises numerous associations attributed to the proglacial stream environment of the Odra Glaciation age. Most of these associations originated in a channel subenvironment (associations: *Sh*, *Sl*; *St*, *Sh*, *Sl*, *Gm*; *St*; *St*, *Sp* in Fig. 8). Channel associations of the K_1 complex will be described and discussed later. Large-scale channel-fill structures have been found in the K_1 complex (Fig. 9). Sediments deposited from flood flows in the subenvironment of braid plain have also been noted (association *Sr*,

Fh in Figs. 8 and 10, and Pl. III, 2). Overbank deposits are negligible in the K_1 complex.

Sheet-flow derived alluvial fans formed in the valley margins on higher hypsometric levels (Fig. 4 – the K_2 complex). Initially sandy deposition of *Sh* association had taken place (Fig. 8, Pl. I, 2), followed by the deposition of thin but widespread association *SGm* (Fig. 8, Pl. IV, 1) from rapid and shallow flow.

Deep incision of river into alluvium occurred in the central reach of the valley after disappearing of ice masses. Due to increase in the channel slope the flow attained high-energy level resulting in deposi-

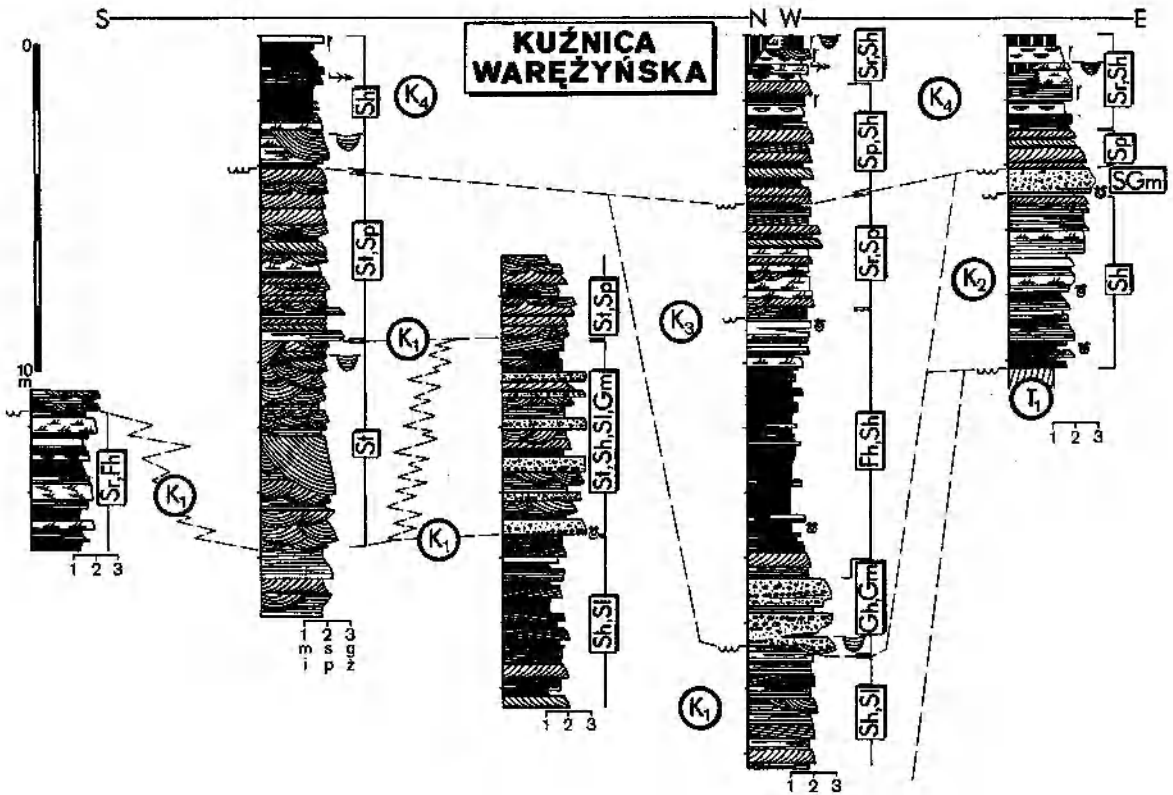


Fig. 8. Synthetic sedimentary logs of the Kuźnica Warężyńska site. For explanations see Fig. 6
Zbiórce profile litofacjalne stanowiska Kuźnica Warężyńska. Objasnienia na fig. 6

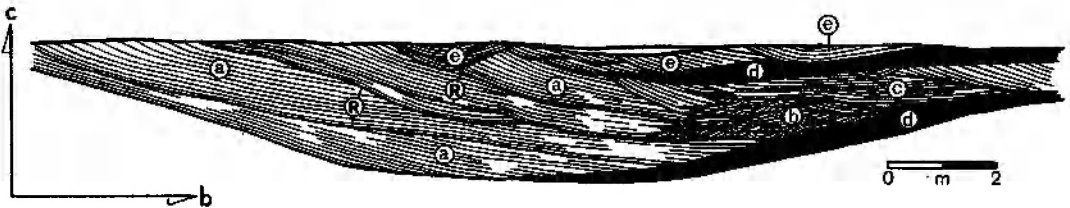


Fig. 9. The Kuźnica Warężyńska site – complex K_1 – upper part of association St . Sediments of fossil channel bend (in transverse section). a – sands deposited in the outer-bank zone; b, c – sands deposited in the inner-bank zone; d – silts deposited during flow cessation phases; e – sands deposited in small-scale channels dissected the channel-fill; R – reactivation surfaces derived from discharge fluctuations

Kuźnica Warężyńska – kompleks K_1 – górna część zespołu St . Osady wypełniające kopalne zakole koryta (przekrój poprzeczny). a – piaski deponowane w strefie brzegu zewnętrznego; b, c – piaski deponowane w strefie brzegu wewnętrznego; d – muły deponowane w etapach zamierania przepływu; e – piaski deponowane w małych kanałach rozcinających osady wypełniające koryto; R – powierzchnie reaktywacji znaczące etapy zmian intensywności przepływu

tion of coarse-grained association Gh , Gm of the complex K_3 (Fig. 8, Pl. IV, 2). Overlying silty-sand overbank deposits of this complex, i.e. association Fh , Sh (Pl. V, 1), reflect fluvial aggradation in conditions of decreasing channel slope. Uppermost part of the complex K_3 consists of association Sr , Sp (Pl. V, 2) related to the river channel subenvironment of the relatively low-energy level. Sedimen-

tation of the complex K_3 took place during the Wisła Glaciation (Vistulian, Würm). Lithological features of the uppermost complex K_4 illustrate the change of the accumulation mode from the braided-like river (associations Sp , Sh and Sp) to the meandering river (association Sr , Sh and Sh) – see Fig. 8, Pl. IV, 1. This last phase of sedimentation took place in the Holocene.

PROGLACIAL STREAM DEPOSITS – GENETIC FACTORS AND THEIR SEDIMENTOLOGIC IDENTIFICATION

The author's sedimentological investigations of the two Upper Silesian localities enable to withdraw a few general conclusions related to the identification and interpretation of proglacial deposits in profiles of the Quaternary fluvial sediments. In the author's opinion the peculiarity of flows in proglacial channels and deposition in these channels is echoed in characteristic lithofacies features that can be accepted as criteria for sedimentological identification of proglacial facies. In the following paragraphs seven principal genetic factors of deposition in proglacial channels is discussed.

LITHOFACIES AND LITHOFACIES ASSOCIATIONS AS A DEPOSITIONAL EFFECT OF BED FORMS AND CHANNEL FORMS

DEPOSITS OF CHANNEL BARS

Meltwater flows are fed by high amounts of debris derived from melting ice masses. Meltwaters are, therefore, characteristic of high concentration of sediment transported either as a bed load or wash load. It is due to frequent flow stage fluctuations, so typical for proglacial streams, that every receding of flood stage brings about the increasing channel deposition. In heavily sediment-charged flows the large-scale depositional forms, i.e. channel forms – the bars, are formed. These forms by growing up in a bed divide the flow leading to its braiding.

As the stream bed slopes become steeper in upper reaches of proglacial waterways gravelly *longitudinal bars* (Fig. 2) or their embryonic forms, i.e. local *gravel sheets*, turn to be major channel forms. This high-energy mode of channel deposition seems to be typical of proglacial environment *sensu stricto*, i.e. of proximal and partially intermediate zones of outwash plains.

The *SGh* association from the Maczki-Bór section (the M_4 complex in Fig. 6) represents a subenvironment of high-energy sand-gravel-bed channel with longitudinal bars and gravel sheets. These are gravelly sands and sandy gravels (Pl. II, 1). Clasts of 1 – 2 cm in diameter predominate in the gravel-size range. Considering the spatial grain-size variability one can notice the up-valley increase in size of coarse-tail grains. This is illustrated by the increase in MPS parameter value (average diameter of ten largest grains of the sample, intermediate B-axis) – see Fig. 6. The sediment is poor sorted.

Gravels display ill-defined horizontal stratification or massive structure. Gravel-enriched beds exist as normally graded sequences. Medium-scale lithofacies of trough or tabular cross-stratified sands are rare. Depositional style of gravelly-sand sediments characterized by crude horizontal stratification can be compared to the deposition of diffuse gravel sheet *sensu* Hein and Walker (1977). These are depositional forms of low relief and small thickness with downstream slip faces absent. They are formed in flood peak phases. Repeated alternations of faint layers of sand and gravel were recognized by Boothroyd and Ashley (1975) in longitudinal bars.

Episodes of high-energy flows resulting in coarse-grained deposition occurred also during sedimentation of the *St, Sh, Sl, Gm* association (complex K_1) in Kuźnica Wąreżyńska (Fig. 8). Numerous gravel and gravelly-sand lithofacies of massive structure – *Gm* (Pl. VI, 1), were deposited at that time. These are very poorly sorted deposits of polymodal grain-size distributions (two principal modes are 16 – 48 mm and 0.2 – 0.5 mm). They form sheet beds, 10 – 50 cm thick, that cover up to 20 m long reaches. Gravels show imbricated-clast fabric. Coarse-grained *Gm* lithofacies formed as a result of sudden deposition of wide size range of grains which were transported in flow. Intensity of the flow was so high that the bed had plane configuration (the upper-stage plane bed). In those conditions deposition of sediments occurred through vertical accretion of low longitudinal bars or gravel sheets.

Marginal zones of proglacial channel systems, e.g. intermediate and distal parts of outwash plains or valley sandurs, as well as, to some extent, extraglacial rivers are less influenced by the meltwater factor. The channels are of lower slope – thus the streams display lower energy level. Sand deposition predominates there. *Transverse bars* (Fig. 2) and following related forms: linguoid bars, spool bars, lobate bars, and diagonal bars are major channel forms. The principal and common feature of these bars is a downstream face on which deposition of succeeding inclined laminae takes place in way of gravitational avalanching of grains. The face plays, therefore, a role of prograding depositional front and is oriented transversely or slantwise to the channel axis. In this way sand lithofacies of tabular cross-stratification *Sp* of large and medium scale are formed (Fig. 2). They are indicative lithofacies of braided channel alluvium. Differences between particular types of transverse bars are so small that,

in practice, it is impossible to distinguish between them in fossil forms. Hence, the most convenient term is a sandy foreset bar (Miall 1977).

Detail study on recent and ancient facies of braided channel bars was carried out by Smith (1970, 1971, 1972). Moreover, he introduced the model for bar-derived sandy alluvium of braided channel – *the Platte River lithotype*. This is lithofacies association in which sandy lithofacies of planar cross-stratifications predominate over trough cross-stratification, ripple cross-lamination, and coarse-grained massive ones. According to Smith (1970) tabular cross-bedding sets form more than 70% of all lithofacies, whereas Miall (1976) estimates their amounts to more than 60% in braided channel deposits. Collinson (1970) and Haszeldine (1983) also emphasize the role of transverse bars in formation of facies of this environment. Cant and Walker (1978) recognized in *the South Saskatchewan braided river lithotype* the lithofacies association derived from subenvironment of multiple transverse bars (named sand flat) with planar cross-beddings predominant over others.

Sp, Sh, Sl association has been found in the extraglacial M_2 complex in the Maczki-Bór section (Fig. 6). The predominant large-scale tabular cross-stratification *Sp* coexists there with horizontal lamination *Sh* and low-angle cross-stratification *Sl*. Tabular cross-sets are interpreted as the result of distal accretion of transverse bars. While *Sh* lithofacies originated under the upper plane bed conditions, the *Sl* lithofacies formed from diminished dunes. Both *Sh* and *Sl* lithofacies formed, therefore, during transition stage to upper flow regime. This type of deposition can be easily explained in terms of flow conditions in the braided channel. In areas abundant in shallows, low depth of flow caused an increase of Froude number value and tended to change flow conditions from lower to upper flow regime.

Slightly different variety of bar-derived lithofacies association has been found in the upper part of the complex M_2 in the Maczki-Bór section – *Sp, (St, Sh, Sr)*, Fig. 6. Lithofacies of tabular cross-stratified sand *Sp* are thinner (medium scale) and ripple cross-lamination *Sr* occurs as the index lithofacies. Relatively small thickness of bar-derived lithofacies *Sp* indicates decrease in the palaeoflow depth in comparison to the formerly analysed underlying association *Sp, Sh, Sl*. The *Sr* cosets formed in those reaches of the channel in which sand bed had rippled configuration, i.e. in the area of shallow flow of low power. Hence, the *Sp, (St, Sh, Sr)* association can be considered as lower ener-

gy modification of bar-type fluvial deposits. Relatively finer grain size of the association supports this supposition. It is, therefore, obvious that this association occurs in the vertical profile between deposits of typical braided channel *Sp, Sh, Sl* and fine-grained complex M_3 of distinct low energy level. The latter is genetically related to the extraglacial valley lake (see Fig. 6).

DEPOSITS OF DEEP CHANNELS

Transverse bars are principal forms for shallow, typical braided channels, whereas three-dimensional dunes are predominant in deep braided channels (McDonald, Banerjee 1971; Cant 1978; Cant, Walker 1978). Local erosion and deposition result in trough cross-stratification of medium scale (see Fig. 2).

Trough cross-beddings occur almost exclusively within the association *St* in Kuźnica – the K_1 complex (Fig. 8). This association is composed of gravelly sands. Lithofacies *St* are of two kinds. The most frequent sets are these with average thickness of 30 – 50 cm and length up to 3.5 m developed as normally graded sequences from fine gravel to medium sand. Lithofacies *St* of extremely large scale can hardly be found. They are up to 3 m thick and their length reaches several meters. Deposits of these large-scale structures vary in grain size. Though medium sand with interspersed gravel is predominant some sets occur as normally graded sequences (gravelly sand → medium sand → silty fine sand) as well as inversely graded ones (silty fine sand → gravelly sand). Besides the trough cross-bedded sets the lithofacies of horizontally laminated sand occur sporadically.

The association *St* represents sedimentary subenvironment of channel which bed was covered by numerous three-dimensional dunes. The origin of most trough-type lithofacies is related to the presence of these three-dimensional dunes. Thicker trough cross-sets are interpreted as the result of local, deep scours (pools). They originated during intensive flow, may be in zones of current convergence. Such scours have been observed by Hein and Walker (1977) in braided rivers.

Lack of tabular cross-units, so typical of bar-derived deposition in sand-bed braided channels, in the association *St* is noticeable. The author thinks that the association *St* was formed in the deep channel where both large depth and high power of stream precluded bar-mode sedimentation. Bridge and Jarvis (1982) have pointed out that transverse bars are depositional forms of lower energy level than three-dimensional dunes.

The *St* association is typical of the deep channel subenvironment. Associations *St*, (*Sp*, *Sl*) and *St*, *Sp* can be included to the same genetic group.

Sand and gravelly-sand lithofacies of trough cross-stratification *St* of medium and large scale (the latter up to 2 m in thickness and up to 10 m in length) dominate in the association *St*, (*Sp*, *Sl*) of the complex M_2 in Maczki (Fig. 6, PL. VI, 2). Moreover, sand and gravelly-sand lithofacies of tabular cross-stratification *Sp* and low-angle one *Sl* have been found. The association *St*, (*Sp*, *Sl*) formed in the deep channel subenvironment where three-dimensional dunes covered the largest area of the bed (the origin of the lithofacies *St* of medium scale). In the zones of intensive flow deep scours occurred which, when filled with sand, formed large-scale lithofacies *St*. On the other hand, in shallow, presumably near-bank zones, flow was less intensive leading to the formation of transverse bars (origin of *Sp* lithofacies).

The *St*,*Sp* association terminates the K_1 complex in the Kuźnica section (Fig. 8). Medium-grained sands that form trough *St* and tabular *Sp* cross-stratified lithofacies of medium (or rarely large) scale are predominant. Fine sands arranged in sets of horizontal lamination and sandy gravels in sheets are subordinate. The *St*, *Sp* association reflects subenvironment of channel with bed covered by dunes and bars. Presumably, *St* lithofacies genetically related to three-dimensional dunes have formed in deeper zones of flow, i. e. in thalweg. On the other hand, lithofacies *Sp* were deposited in shoals of lower energy level outside the main current zones where dunes were substituted by transverse bars.

To sum up it should be noted that the subenvironment of duned bed channel is considered as of higher energy level than subenvironment of the channel with transverse bars. This is reflected, for instance, in formation of the row where lithofacies associations are ranking in energy order (Tab. 2). Both large depth and high power of flow preclude formation of transverse bars in the channels. Frequently, however, associations are found in which within the index lithofacies beside dune-derived trough cross-beddings *St* occur also tabular cross-beddings *Sp* of bar origin. This seeming contradiction can be explained in terms of dunes formation in deeper, central zones of channels, whereas transverse bars were attributed to the shallow and of lower energy level near-bank zones. Lithofacies associations *St*,(*Sp*,*Sl*) and *St*, *Sp* can be treated as an intermediate link between the association typical of deep channel and association of classical

braided channel with bar-type deposition (with the predominant *Sp* lithofacies).

DEPOSITS OF SHALLOW CHANNELS WITH SHEET-LIKE FLOW

The association *Sh*,*Sl* has been found in the proglacial K_1 complex of the Kuźnica site (Fig. 8). These are fine- and medium-grained sands forming lithofacies of horizontal lamination *Sh* and low-angle cross-stratification *Sl*, both of medium scale. They are sheet beds. Sand sets of tabular cross-stratification and fine (often silty) sand of massive structure occur rarely. *Sh* and *Sl* index lithofacies indicate that flow was almost exclusively in upper roughness regime, i. e. in transitional or supercritical stage (see Tab. 5). In high Froude number conditions in the channel occur both washed-out (diminished) dunes (*Sl* lithofacies) and upper-stage plane bed (*Sh*). Rarely, there occurred limited bed zones where flow velocity decreased so considerably that sandy foreset bars could form. The author believes that *Sh*, *Sl* association was derived from sheet-like flows. This conclusion is evidenced by similarities between the association studied and typical sheet-flow deposits:

1° the occurrence of lithofacies as sheet-like bodies (Tunbridge 1981; Nemec, Muszyński, 1984;

2° fine sand range of grain size connected with horizontal lamination of upper-stage plane bed as dominant structure (McKee *et al.* 1967; Scott *et al.* 1969);

3° the presence of massive structure resulted from instantaneous deposition in conditions of high sediment concentration in flow (Heward 1978; Mader, Teysen 1985).

Sedimentary subenvironment of *Sh*, *Sl* association was a braided river so wide and shallow that streams were related to sheet flow rather than to channelized flow. The association *Sh*, *Sl* can be compared with the *Bijou Creek lithotype* (McKee *et al.* 1967; Miall 1977) as well as with the S_1 facies (Rust 1978). These are deposits typical of environment of sand-bed, proximal braided river where horizontally laminated units clearly dominate over planar cross-stratified beds and ripple cross-laminated ones.

The association *Sh*, *Sl* changes upwards into the *St*, *Sh*, *Sl*, *Gm* association (Fig. 8). Index lithofacies *St* points out to its channel origin, whereas other index lithofacies (sand sets of horizontal lamination *Sh* of medium and large scale, sand sets of low-angle cross-stratification *Sl*, and massive gravels *Gm*) suggest shallow sometimes high-energy flows. Channel bed morphology was of that kind

Table 2. Lithofacies association of pro- and extraglacial rivers
Litofacja rzek pro- i ekstraglacialnych

Lithofacies association Zespół litofacji	Texture Tekstura	Index lithofacies Wskaźnikowe struktury depozycyjne	Sedimentary subenvironment Interpretacja subsrodowiska sedimentacyjnego	Localization Lokalizacja
<i>SGh</i>		ill-defined horizontal stratification niewyraźne warstwowanie poziome	braided sand/gravel-bed channel with high-energy flow, accretion of coarse-grained longitudinal bars and sheets piaszczysto-żwirowe, wysokoenergetyczne koryto roztokowe z gruboziarnistymi odsypami podłużnymi i pokrywami dennymi	M_4
<i>St, Sh, Sl, Gm</i>		large-scale trough cross-stratification, horizontal lamination, low-angle cross-stratification, massive sheet beds wielkoskalowe warstwowanie rynnowe, laminacja pozioma, warstwowanie niskokątowe, płaskorównoległe ławice masywne	braided sand/gravel-bed channel with 3-dimensional dunes, upper-stage plane bed on broad shoals, diminished dunes, gravel sheets piaszczysto-żwirowe koryto roztokowe z diunami 3-wymiarowymi, na rozległych płycznach górne płaskie dno, rozmywane diuny oraz gruboziarniste pokrywy denne	K_1
<i>St</i>		medium and large-scale trough cross-stratification średnioskalowe i wieloskalowe warstwowanie rynnowe	braided sand-bed, deep channel with 3-dimensional dunes and large scours piaskodenne, głębokie koryto roztokowe z diunami 3-wymiarowymi oraz dużymi rozmyciami dna	K_1
<i>St(Sp, Sl)</i>		large and medium-scale trough cross-stratification, medium-scale tabular cross-stratification, low-angle cross-stratification wielkoskalowe i średnioskalowe warstwowanie rynnowe, średnioskalowe warstwowanie tabularne, warstwowanie niskokątowe	braided sand-bed channel: 3-dimensional dunes and large scours in thalweg, transverse bars and diminished dunes on shoals piaskodenne koryto roztokowe: w głębszych strefach diuny 3-wymiarowe i duże rozmycia dna, w płycznach odsypy poprzeczne i rozmywane diuny	M_2
<i>St, Sp</i>		medium and large-scale trough and tabular cross-stratification średnioskalowe i wieloskalowe warstwowanie rynnowe i tabularne	braided sand-bed channel: 3-dimensional dunes in thalweg, transverse bars on shoals piaskodenne koryto roztokowe: w głębszych strefach diuny 3-wymiarowe, w płytszych – odsypy poprzeczne	K_1
<i>Sp, Sh, Sl</i>		large-scale tabular cross-stratification, horizontal lamination, low-angle cross-stratification wielkoskalowe warstwowanie tabularne, laminacja pozioma, warstwowanie niskokątowe	typical braided sand-bed channel with transverse bars, upper-stage plane bed and diminished dunes piaskodenne, typowe koryto roztokowe z odsypami poprzecznymi, górnym płaskim dnem oraz rozmywanymi diunami	M_2
<i>Sp (St, Sh, Sr)</i>		medium and large-scale tabular cross-stratification, medium-scale trough cross-stratification, horizontal lamination, ripple cross-stratification średnioskalowe i wieloskalowe warstwowanie tabularne, średnioskalowe warstwowanie rynnowe, laminacja pozioma i riplemarkowa	braided sand-bed channel with transverse bars, 3-dimensional and diminished dunes piaskodenne koryto roztokowe z odsypami poprzecznymi, diunami 3-wymiarowymi oraz riplemarkami	M_2
<i>Sh, Sl</i>		horizontal lamination, low-angle cross-stratification laminacja pozioma, warstwowanie niskokątowe	braided sand-bed shallow channel with upper-stage plane bed and diminished dunes (transitional and supercritical sheet-like flows) piaskodenne, płytkie koryto roztokowe z górnym płaskim dnem i rozmywanymi diunami (przejściowe i nadkrytyczne przepływy zbliżone do zalewu warstwowego)	K_1
<i>Sr, Fh</i>		ripple cross-lamination, horizontal lamination laminacja riplemarkowa i pozioma	braidplain: ripples in overbank waterways, fine-grained suspension settlement in stagnant flood basins równia zalewowa rzeki roztokowej: w strefach przepływowych riplemarki, w stagnujących wodach zbiorników zalewowych depozycja zawieszinowa	K_1

g cs ms fs sl
z pg ps pd m

energy increasing - wzrost energii subsrodowiska sedimentacyjnego

that in its deeper zones both three-dimensional dunes and, related to them, trough scours were formed (lithofacies *St*). On the other hand, in vast shallow zones the Froude number of flow increased so high that the dunes were diminished by washing-out process (origin of the *Sl* lithofacies) and the bed received planer configuration (upper-stage plane bed and related lithofacies *Sh* and *Gm*). Lithofacies *Sh*, *Sl*, and *Gm* occur as sheet-like bodies. Both high lateral extension of the beds and qualitative character of depositional structures, suggesting deposition from shallow, nearly supercritical flows, indicate that the association studied originated in hydrodynamic conditions somewhat related to sheet-flow. Sands and sandy gravels with high frequency of horizontally laminated and massive sheet beds have been interpreted as shallow braided channel deposits (Mc Donald, Banerjee 1971; Eynon, Walker 1974; *sheet braided facies* according to Miall 1980).

LATERAL DIFFERENTIATION OF LITHOFACIES ASSOCIATIONS AS AN EFFECT OF VARIOUS SUBENVIRONMENTS COEXISTENCE

In the Maczki-Bór site characteristic lateral lithologic differentiation has been recognized. Within the fluvial complex M_2 deposits of subenvironment of shallow channel with transverse bars (association *Sp*, *Sh*, *Sl*) passes laterally into deposits connected with subenvironment of deep channel with bed covered by dunes and scoured by pools — association *St*, (*Sp*, *Sl*) — see Fig. 6, Tab. 2. In this complex the association *Sp*, *Sh*, *Sl* is predominant, whereas the association *St*, (*Sp*, *Sl*) has been found in two distinctly different zones 50 — 60 m wide and approximately 10 m thick. This coexistence of the two associations, i. e. shallow and deeper channel, is, in the author's opinion, a firm evidence for the dispersed channel pattern, i.e. braided river environment. Both main and secondary channels must have existed simultaneously in the valley. Hydrodynamic conditions of depositional style were so different that they can be successfully recognized in the course of sedimentological analysis.

Similar lithologic situation has been found in the Kuźnica Warężyńska site. In the proglacial complex K_1 (Fig. 8) there are two laterally coexisting associations: *St* — considered as sediment of deep channel with duned bed, and *St*, *Sh*, *Sl*, *Gm* — effect of deposition in shallow, wide channel occupied by sheet-like flow (Tab. 2). Palaeoenvironmental interpretation in this case is the same: fluvial

braided system consisting of channels of different size.

Similar situations of coexistence of depositional channels of different scale have been reported from both recent (Mc Donald, Banerjee 1971; Cant 1978; Cant, Walker 1978) and ancient braided river environments (Eynon, Walker 1974; Ruegg 1977).

LITHOFACIES DERIVED FROM HIGH-ENERGY FLOWS

High-energy nature of proglacial river sedimentary environment results from two principal factors: channel slope and flow discharge.

The slope factor. Fluvial sedimentation in ice-sheet foreground is, as a rule, virtually aggradational. High sediment concentration in meltwater flows enables formation of large sedimentary bodies of outwash fan type. These are conditions of "upstream controlled" aggradation. This type of sedimentation accounts for increasing inclination of outwash-plain longitudinal profile and, as a result, high values of proglacial channel slopes. Slope values in the range of $0.0006 < S < 0.006$ have been recorded in proximal outwash zones (Rust 1972; Maizels 1983b). Maximal slope values are between 0.02 and 0.05 (Gustavson 1974; Boothroyd, Ashley 1975; Boothroyd, Nummedal 1978; Maizels 1983a).

The discharge factor. Proglacial rivers are characteristic of periodically strong discharges. Intensive ablation events, drainage processes of supraglacial lakes, etc. cause changes in flow conditions leading, for instance, to changes in depth and velocity of streams.

High-energy nature of proglacial deposition is reflected in textural and structural features of sediments. Grain size diameter is a function of shear stress influenced by flow on the bed. Magnitude of shear stress can be treated as an indirect measure of flow competence (Baker 1974). Stream power, which is considered to be the best energy indicator of depositional medium (Yang 1977) depends on the shear stress.

Let us consider the problem of changes of flow regime in conditions of increasing discharge. To do this we can make use of formulae describing relationships between the following parameters: discharge Q versus mean depth D , and discharge Q versus mean velocity V . The following formulae have been established by Mosley (1982) for braided channels:

$$Q^{0.253} = \bar{D} / 0.125, \quad (1)$$

$$Q^{0.398} = \bar{V} / 0.161, \quad (2)$$

where: Q [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$], \bar{D} [m], V (m s^{-1}). It is clear from the above relationships that increasing discharge causes faster growth in velocity than growth in depth. This, in turn, accounts for the Froude number increase in conditions of rising discharge level. It should be taken into account, therefore, that increase in stream energy ought to be reflected in higher, frequency of transitional- and supercritical-flow depositional structures. In upper-stage plane-bed conditions horizontal lamination and massive structure are formed; the latter mainly in coarse-grained material. The origin of low-angle cross-stratification (with angle of laminae dip does not exceeding ten degrees) is connected with the diminished dunes, i.e. transition from dune stage to upper plane bed stage, and with antidunes.

Coarse-grained lithofacies that occur in proglacial complexes, as a rule, reflect rapid deposition in conditions of upper roughness regime (see Tab. 5). This is indicated by ill-defined horizontal stratification and massive structure. Such a lithofacies originated due to vertical accretion of longitudinal bars or covering of bed by gravel sheets. Both depositional forms are characteristic of flat surfaces on which deposition takes place in upper-stage plane-bed conditions.

Both texture and structure of *SGh* lithofacies in the Maczki-Bór section (Fig. 6; PI. II, 1; PI. III, 1) classified it to the group of deposits of high-energy level (see Tab. 2). Deposition occurred in proglacial channel in conditions of high power flow. Such mode of sedimentation should be identified, probably, with the central zone of braided channel, where stream was of strong intensity and coarse-grained low-relief bodies played the main depositional role.

In proglacial sediments of the Kuźnica section (complex K_1) effects of high-energy flows can be traced as well. Coarse-grained lithofacies *Gm* (Fig. 8; Pl. VI, 1) are characteristic of the association *St*, *Sh*, *Sl*, *Gm*. Their origin is connected with frequent, although of short duration, flood flows of high power.

STRUCTURAL FEATURES DERIVED FROM HIGH-DISCHARGE FLOW

Dynamics of meltwater streams is principally featured by frequent, summer flood stages. Strong discharges depend on both daily and seasonal variations in ablation as well as on such events as, for instance, supraglacial lake drainage.

Phases of high-discharge flow are reflected in structural feature of fluvial deposits. During rising stage and flood peak undoubtedly intensive erosional processes took place. Scours, which scale de-

pends on the power and depth of stream, formed at that time. Blakey and Gubitosa (1984) point out to the genetic relationship between large-scale trough cross-beddings (more than 1 m deep) and flood flows. The Upper Silesian sedimentary profiles studied indicate that large-scale trough structures are characteristic of pro- and extraglacial lithofacies complexes.

Trough scours, 3 m deep and several meters long, have been found in the association *St* of the proglacial complex K_1 in Kuźnica (Fig. 8). In the Maczki section trough structures, 2 m deep and 10 m long (Pl. VI, 2), are common within alluvium of extraglacial river partly fed by meltwaters of the association *St*, (*Sp*, *Sl*) of the complex M_2 (Fig. 6; Tab. 2). Textural and structural characteristics of infill deposits are not pertinent to this locality because filling of the troughs took place during waning flood stages.

LITHOFACIES DEPOSITED FROM UNSTEADY FLOW

Due to frequent fluctuations of meltwater discharge proglacial streams are highly variable in time, i.e. their flows are extremely unsteady. Flow unsteadiness is determined by maximum to minimum discharge ratio. Daily, this ratio is equal to 2 to 4, however, it reaches value of 20 to 50 during one year (Fahnestock 1963; Smith 1974; Forbes 1983). Unsteadiness of proglacial streams is an important hydrodynamic feature, because: 1° distinction between flood and mean stages are very high (results of this have already been discussed in the preceding chapter), 2° these changes are rapid.

Instantaneous flow variability is connected with small amount of unequivocally defined vertical sedimentary sequences which can be identified with conditions of progressively rising or falling flood stages. As a rule, vertical changes, both textural and structural, within lithofacies associations are rapid. Thus in the Kuźnica section within the sandy association *St*, *Sh*, *Sl*, *Gm* of the complex K_1 (Fig. 8) gravel lithofacies *Gm* have been found (Pl. VI, 1) indicating flood flows. Inversely graded sequences, that reflect progressive shear stress increase during rising stage, have not been observed in beds immediately overlain by *Gm* lithofacies. Beds overlying gravel lithofacies are also lack of normally graded sequences which could be identified with deposition during gradually waning flood stage. Sheets of fine sands are also observed in this association. They mark short phases of abrupt current cessation. The channel bed was a site of uniform, fine-grained deposition from suspension.

It should be noted that as the proglacial channel deposits are usually characteristic of their very low frequency of sedimentary sequences the braidplain subenvironment is enriched in them, e.g. overbank associations of K_1 complex in the Kuźnica section (Fig. 10; Pl. III, 2). Structural sequences have been found there together with normal grain-size grading, which formed during phases of waning flood and flow decaying.

The other feature indicating flow unsteadiness is abundance of trough scours filled by fine-grained sediment. Large-scale troughs with silty sand infills have been found in the Maczki section in upper and lower part of St , (Sp , Sl) association of the complex M_2 (Fig. 6; Pl. VII, 1 and 2). Also in Kuźnica, in the association St , Sp of the complex K_1 (Fig. 8) silty fine-grained sands fill erosional trough structures of medium and large scale. There was two-stage mechanism of the formation of these structures. The first, erosional stage of formation of large scours must have taken place in conditions of high-energy level. Their later filling by fine-grained sediment was related to flow of so low velocity that it enabled deposition of material of silt and fine sand size range. Very often it was fall-out from suspension. Thus both stages represent different hydrodynamic conditions. Similar large-scale trough structures filled by fine sands displaying ripple-drift cross-lamination have been recorded in subaquatic outwash fan environment (Zieliński 1980). Fielding (1984) also considers silty infills of large-scale trough scours as a result of abrupt variations of flood flow intensity.

DEPOSITIONAL EFFECTS DEPENDENT ON CHANNEL SINUOSITY

Proglacial waterways are characterized by low sinuosity¹. Therefore, cross-stratified structures of deposits originated in channel subenvironment have peculiar directional distributions. Dip direction data of cross-beddings cover relative narrow azimuth mode and mean vectors usually well fit to the general palaeochannel direction.

Vector magnitude L (Curry 1956) is the measure of orientation data concentration. Values of this parameter for braided channel deposits are high: $L > 60\%$ (Casshyap 1973), $L = 67\%$ (Landvik, Mangerud 1985), $L = 68\%$ (Graham 1981), $70 < L < 90\%$ (Jones 1979). Directional distributions are most often unimodal (Bluck 1976; Gra-

ham 1981; Khan, Casshyap 1981; Steel, Thompson 1983; Mader, Teyssen 1985) or bimodal (Smith 1972; Bluck 1974), rarely polymodal (Bluck 1974; Cant, Walker 1978). Directional modes cover usually the range up to 90° (Jones 1979; Bluck 1980; Graham 1981).

For the channel-derived associations of the complex M_2 in the Maczki-Bór section vector magnitude is $65 < L < 76\%$ at the average value L of 72%. On the other hand, channel-derived associations of the complex K_1 in the Kuźnica site have the vector magnitude of $66 < L < 74\%$ ($L = 70\%$; Fig. 11). These values of L are related to the low spread of palaeoflow direction and they can successfully be considered as indicators of low sinuosity of depositional channels. In the author's opinion, orientation distributions with L values over the range 50–60% suggest that lithofacies association formed in subenvironment of low-sinuosity channel. Therefore, it may be a criterion for reconstruction of the palaeochannel pattern.

Differentiation of orientation distribution in terms of structural features of lithofacies associations studied has also been considered. Associations derived from transverse bar subenvironment display higher homogeneity of orientation distributions than associations deposited in channels with duned bed. Associations with Sp index lithofacies have higher values of L parameter than associations with St index lithofacies of medium scale. Thus, in the Maczki-Bór section, in the complex M_2 , tabular cross-beddings display higher homogeneity of distribution ($74 < L < 86\%$) than trough ones ($54 < L < 79\%$). Moreover, vector mean azimuth V obtained from tabular cross-units is of higher convergence with channel axis direction than that obtained from trough cross-beddings. In the Kuźnica site, within the complex K_1 association contained trough and tabular cross-sets (St , Sp) has greater vector magnitude ($L = 74\%$) than associations lacking of tabular beds, e.g. St and Sh , Sl , Gm , ($L = 66\%$). This dependence of directional distribution on structural features should be explained in terms of channel bed morphology. Depositional fronts orientation of transverse bars, were, presumably, homogeneous and prograded in direction parallel to the channel axis. On the other hand, the pattern of both three-dimensional dunes and trough scours was more random. The migration direction of bedforms was very often determined by local currents within the channel. The difference in size between bars and dunes should also be kept in mind. The bars are large-scale channel forms, and, therefore, their orientation is strongly

¹ According to Rust (1978) low-sinuosity channels have the sinuosity coefficient sn lower than 1.5.

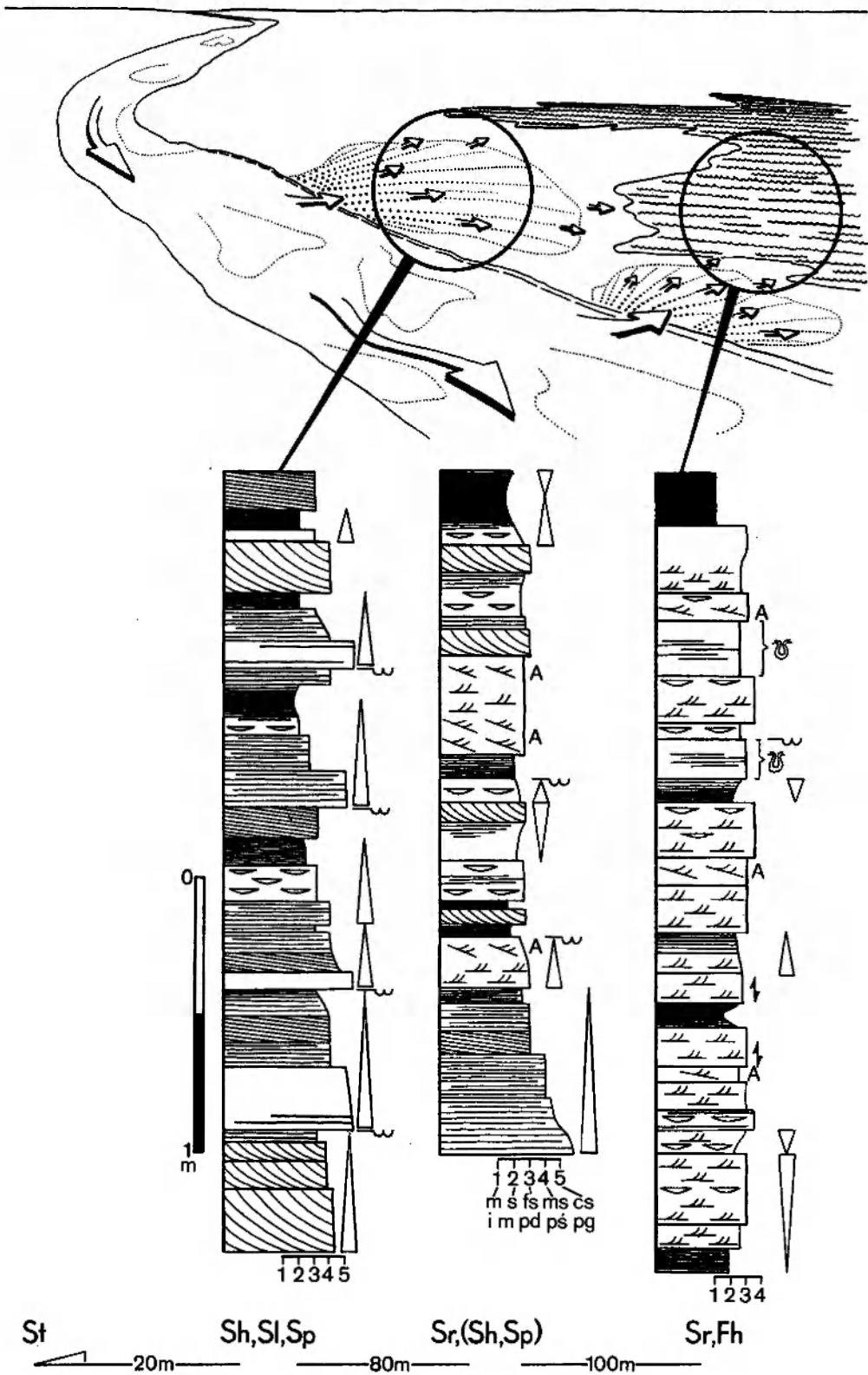
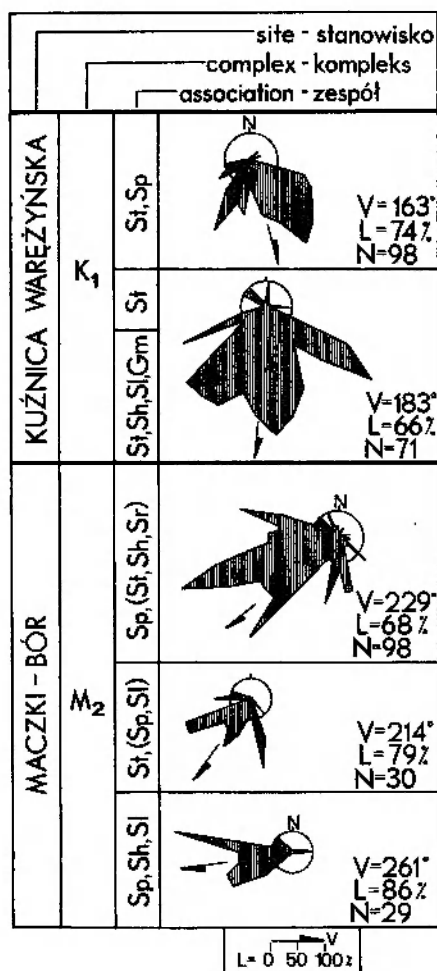


Fig. 10. The Kuźnica Warężyńska site – complex K_1 – overbank sediments of braided river environment. Lateral passage of lithofacies associations from proximal to distal alluvial plain. For explanations see Fig. 6

Kuźnica Warężyńska – kompleks K_1 – pozakorytowe osady rzeki roztokowej. Oboczna zmienność zespołów litofacji postępująca od strefy przykorytowej do zewnętrznej równi zalewowej. Objasnienia na fig. 6



that results obtained from the equation 3 are too low and should be used with a kind of scepticism.

PECULIARITY OF PROGLACIAL DEPOSITS IN THE LIGHT OF PALAEOHYDRAULIC ANALYSIS

Palaeohydraulic analysis is of great importance to study thick sedimentary profiles, in which we can expect associations originated from proglacial streams. Principal hydraulic parameters of palaeoflows depositing succeeding complexes are quantitatively interpreted. Parameters of mean velocity and mean depth play particular diagnostic role. Furthermore unit stream power is an essential parameter determining energy of flow which should reach its maximum during meltwaters discharge into the valley. Moreover it should be taken into account that proglacial flows are characterized by high values of Froude number as it was discussed in the preceding chapters. The role of particular hydraulic parameters in sedimentology as well as the way in which they are estimated are given in Appendix.

Palaeohydraulic analysis of deposits of the Maczki-Bór section enabled comparison of parameters of flow depositing pro- and extraglacial complexes (M₂ and M₄) and upperlying complex M₅ derived with the river without ablational feed. Channel flows connected with meltwater supply were higher in Froude number by a factor of 1.2, in the velocity by 1.5, in the depth by 2.0 and in unit power by 11.0 (see Tab. 3).

In the Maczki site, channel deposits of the complex M₂ pass upward into deposits of extraglacial valley lake of the complex M₃ (Figs. 3 and 6). This situation is reflected in a consistent palaeohydraulic parameters variability within M₂ complex profile. Gradational environmental change from large extraglacial river to valley lake is characterized by energy level decrease in upper associations of the complex M₂. Vertical passage of association St, (Sp, Sl) into association Sp, (St, Sh, Sr) results in decreasing in: 1° an average depth by a factor of 1.7; 2° velocity by a factor of 1.5; 3° shear stress by a factor of 2.2; and 4° unit power of palaeoflows by a factor of 3.0 (see Tab. 3).

In the lower part of the complex M₂ in Maczki two laterally adjoined associations St, (Sp, Sl) and Sp, Sh, Sl have been recognized. On the ground of lithologic character (Tab. 2) it has been concluded that both associations represent braided channels system. The former association originated in sub-environment of the main, large-scale channel, whe-

Fig. 11. Some lithofacies associations of proglacial origin. Orientation data obtained from cross-stratification structures. V – vector mean azimuth (direction of an arrow); L – vector magnitude (length of an arrow); N – number of readings Rozkłady danych kierunkowych z przekątnych stuktur depozycyjnych niektórych zespołów litofacji proglacialnych. V – azymut wektora wypadkowego (ukierunkowanie strzałki); L – wielkość wektora wypadkowego (długość strzałki); N – liczba pomiarów

dependent on the channel axis, contrary to smaller bed forms, as the dunes are.

We should also mention the possibility of quantitative determination of the palaeosinuosity coefficient on the basis of cross-bedding orientation of channel deposits:

$$sn = 1/[1 - (V_d/252)^2], \quad (3)$$

where: V_d – maximum result of mean vector subtraction for succeeding associations within one complex (Langbein, Leopold 1966).

Majority of calculations made for braided channel alluvium gave sinuosity coefficient values of 1.0 < sn ≤ 1.1. This range of values suggests nearly straight palaeochannel. The author suspects

Table 3. Hydraulic parameters of palaeoflow depositing associations of the Maczki-Bór succession
 Parametry hydrauliczne paleoprzepływów deponujących zespoły litofacji profilu Maczki-Bór

Litho- facies complex Kompleks litofa- cjalny	Lithofacies association Zespół litofacji	Slope Spa- dek S	Lithofacies analysed and their origin Analizowane litofacje i ich geneza	Depth Głębokość przepływu [m] D, D_{max}	Velocity Prędkość przepływu [m s ⁻¹] V	Froude number Liczb Froude'a Fr	Shear stress Naprze- nie ścinające [N m ⁻²] τ	Unit power jedno- stkowa moc przepływu [Nm ⁻¹ s ⁻¹] ω
M_5	$St(Sh, Sp)$	0.0019	medium-scale trough cross-stratification (3-dimensional dunes) przekątne warstwowanie rynnowe średniej skali (diunowe)	0.9	1.4	0.49	0.8	1.2
	Sp	0.0022	medium-scale tabular cross-stratification (transverse bars) przekątne warstwowanie tabularne średniej skali (odsypów poprzecznych)	0.1–0.2	0.5	0.43	0.8	0.4
M_4	SGh	0.0026	horizontal stratification (upper stage plane bed) warstwowanie poziome (górnego płaskiego dna)	0.4	1.5	0.77	10.2	15.5
M_2	$Sp(St, Sh, Sr)$		medium-scale tabular cross-stratification (transverse bars) and medium-scale trough cross-stratification (3-dimensional dunes) przekątne warstwowanie tabularne średniej skali (odsypów poprzecznych) i rynnowe średniej skali (diunowe)	0.5	0.9–1.3	0.49	3.3	3.6
	Sp, Sh, Sl		medium-scale tabular cross-stratification (transvers bars) przekątne warstwowanie tabularne średniej skali (odsypów poprzecznych)	0.4–0.5	1.1	0.51	3.3	3.6
	$St(Sp, Sl)$ upper part część górna	0.0021	large-scale trough cross-stratification (pools) przekątne warstwowanie rynnowe wielkiej skali (dużych rozmyć dna)	2.0	2.1	0.47	3.3	6.9
	$St(Sp, Sl)$ lower part część dolna		medium-scale trough cross-stratification (3-dimensional dunes) przekątne warstwowanie rynnowe średniej skali (diunowe) large-scale trough cross-stratification (pools) przekątne warstwowanie rynnowe wielkiej skali (dużych rozmyć dna)	0.9 1.5	1.5 1.7	0.51 0.45	7.2 7.2	9.3 12.4

reas the latter one in secondary shallow channel. This conclusion is evidenced by results of palaeohydraulic analysis. Deposition of St , (Sp , Sl) association was caused by flow three-times deeper and faster, with shear stress two-times greater, and unit power seven-times higher than that which deposited association Sp , Sh , Sl (see Tab. 3).

In the Kuźnica site, within the proglacial complex K_1 , two laterally passing each other associations have also been established. These are associa-

tions St , Sh , Sl , Gm (subenvironment of shallow, wide channel) and St (subenvironment of deep channel) (Tab. 2). This environmental hypothesis has also been confirmed by palaeohydraulic calculations. The associations St formed in the channel two-times deeper with both shear stress and unit power 1.6-times higher than channel palaeoflows of St , Sh , Sl , Gm association (Tab. 4).

It can be concluded, therefore, that palaeohydraulic analyses provide us with satisfactory results

Table 4. Hydraulic parameters of paleoflows depositing associations of the Kuźnica Wareżyńska succession
Parametry hydrauliczne paleoprzepływów deponujących zespoły litofacji profilu Kuźnica Wareżyńska

Lithofacies complex Kompleks litofacyjny	Lithofacies association Zespół litofacji	Slope Spadek <i>S</i>	Lithofacies analysed and their origin Analizowane litofacje i ich geneza	Depth Głębokość przepływu [m] <i>D, D_{max}</i>	Velocity Prędkość przepływu [m s ⁻¹] <i>V</i>	Froude number Liczba Froude'a <i>Fr</i>	Shear stress Napężenie ścinające [N m ⁻²] <i>τ</i>	Unit power Moc jednostkowa [Nm ⁻¹ s ⁻¹] <i>ω</i>
K ₂	<i>SGm</i>	0.0093	crude horizontal stratification (upper-stage plane bed) warstwowanie poziome (górnego płaskiego dna)	0.3	1.9	1.16	25.6	49
	<i>St, Sp</i>	0.00304	medium-scale trough cross-stratification (3-dimensional dunes) przekątne warstwowanie rynnowe średniej skali (diunowe)	0.6	1.4	0.58	1.4	2
			medium-scale tabular cross-stratification (transverse bars) przekątne warstwowanie tabularne średniej skali (odsypów poprzecznych)	0.3	0.9	0.57	0.8	1
K ₁	<i>St</i>	0.00304	medium-scale trough cross-stratification (3-dimensional dunes) and large scale trough cross-stratification (pools) przekątne warstwowanie rynnowe średniej skali (diunowe) oraz wielkiej skali (dużych rozmyć dna)	1.4 3.0	2.6	0.67	24.2	63
	<i>St, Sh, Sl, Gm</i>	0.00304	medium-scale trough cross-stratification (3-dimensional dunes) przekątne warstwowanie rynnowe średniej skali (diunowe)	1.3	2.4	0.66	8.2	20
			horizontal stratification (upper-stage plane bed) warstwowanie poziome (górnego płaskiego dna)	0.8–0.9	2.3	0.82	24.2–25.6	56–60

of identification of proglacial channel systems in which channel different in size and hydrodynamics were simultaneously active.

Energetic differences between fluvial environments of both sites have been estimated. Average values of unit power and shear stress calculated for main associations of the Kuźnica complex K₁ and for two complexes from Maczki (M₂ and M₄) have been compared. Shear power and unit stress were

three- and five-times higher for the depositional environment in Kuźnica. The difference in palaeoflow dynamics between both sites is self-explained by their palaeogeography. Sedimentation of the Kuźnica deposits took place 7 km from maximum extent of Odranian ice-sheet, whereas the Maczki-Bór site was situated approximately 30 km from probable marginal zone of this ice-sheet (Fig. 5).

FINAL REMARKS

The above lithologic and genetic considerations may play role of criteria for identification of ancient proglacial facies. It is practice that shows us that proglacial sedimentary environment is spatially variable and, therefore, rigid facies models cannot be applied to the genetic considerations. Proglacial

ivers were modifications of classical glaciofluvial, streams, i.e. outwash, dependent on local palaeogeographic factors. This specially concerns examples of upland located sites studied where direct influence of ice-sheet was considerably complicated by the following geomorphologic factors:

Tabela 5. Flow dynamics and bed morphology interdependence exemplified by parameters of Froude number and roughness coefficient

Wpływ dynamiki przepływu na morfologię dna w świetle zależności parametrów liczby Froude'a i współczynnika oporu

Froude number Liczba Froude'a*	Flow regime Ustrój prądu	Bed & channel forms Formy dna i koryta	Roughness regime Ustrój szorstkości	Roughness coefficient Współczynnik oporu przepływu**
$Fr > 1.30$	upper flow regime (supercritical flow) górny ustrój (przepływ nadkrytyczny)	chutes & pools wielkoskalowe rozmycia dna	upper regime górny ustrój	$0.018 < n < 0.030$
		antidunes antydiuny		$0.011 < n < 0.019$
$1.00 < Fr < 1.30$	upper plane bed górne płaskie dno			$0.010 < n < 0.014$
$0.60 < Fr < 1.00$	transition warunki przejściowe	diminished dunes rozmyte diuny	lower regime dolny ustrój	
$0.30 < Fr < 0.60$	upper field część górna	dunes diuny		$0.019 < n < 0.038$
$0.21 < Fr < 0.31$	lower field część dolna	transverse bars odsypy poprzeczne		$0.026 < n < 0.030$
$0.05 < Fr < 0.30$		ripples riplemarki		$0.017 < n < 0.029$

* Data by Simons and Richardson (1966), Bloodget and Stanley (1980).

** Combination data of Simons and Richardson (1961), Albertson and Simons (1964), Supplemented.

1° there was "constraint" proglacial sedimentation in old valleys incised in bed-rock;

2° meltwater streams before reaching main valleys had to flow through gorges and dales (for example see Fig. 5) that had changed their primary character mainly in terms of sediment discharge and mode of sediment transport;

3° local accumulation of alluvial fans developed from upland slopes to valley overlapped fluvial sedimentation (see delluvial complex K_2 in Figs. 4 and 8).

Therefore, sedimentologic criteria described he-

rein are only a part of research necessary to withdraw valid palaeoenvironmental conclusions. They must be supplemented by detail petrographic analyses of alluvium because petrographic composition provides us with a conclusive evidence of glaciogene supply of "fresh" clastic material to drainage basin. Sphericity analysis of sand-sized quartz grains plays the same role, although satisfactory results are obtained only from thick vertical profiles reflecting long periods of time — of glaciation-interglacial range.

APPENDIX

PROCEDURE OF PALAEOHYDRAULIC ANALYSIS

Palaeohydraulic analysis aims at quantitative characteristics of depositional fluid medium and its variability in time and space. These features are described by principal hydraulic parameters: mean depth, mean velocity, Froude number, shear stress and unit power of palaeoflow. In many cases palaeohydraulic parameters have been a firm basis for making earlier, established in the course of traditional sedimentologic analysis, genetic conclusion concerned a lot of lithofacies associations more precise.

INPUT DATA

Thickness of crossbedded lithofacies t [m].

Slope of channel bed S [dimensionless] has been determined on the basis one of the three methods available. The choice of the method was stipulated by the particular field conditions. The three methods are:

1° Method of direct geodesy measurement (trigonometric levelling) has been applied if the following requirements were fulfilled: a) quarry working face was parallel to the valley axis, b) measuring objects were sheet beds with length exceeding 20 m.

2° Method of slope calculations on the basis of borehole plan. These calculations were related to the base surfaces of fine-grained (clayey-silt) complexes which „mummified” fossil top surfaces of channel alluvium. These fine-grained deposits covered uniformly the whole bed of the river valley on the reach of several kilometers, e.g. complex M_3 in Fig. 3. Network of drill-holes covered the investigated area (mine resources documentation) and succeeding drill-holes were situated in the direction of valley axis.

3° Palaeochannel slope of uppermost complex was assumed to be the same as the slope of terrace which was composed of that complex providing that: a) the terrace was genuine surface of river accumulation, i.e. without traces of later erosional processes as well as aeolian deposits, b) near-surface deposits derived from braided, i.e. low-sinuuous, river (then ancient channel slope is comparable with the slope of present-day terrace).

Manning's roughness coefficient n [dimensionless]. In the case of sand deposits, structural features of lithofacies were the basis for concluding

about primary depositional forms. They, in turn, enabled determination of flow regime, and, therefore, determination of roughness coefficient* (Tab. 5). In the case of horizontally stratified or massive gravels value of grain roughness coefficient n_g was calculated on the basis of grain-size diameter of deposited material:

$$n_g = 0.038 d^{0.17}. \quad (1)$$

where d [m] — grain-size diameter (Strickler 1923).

Grain-size diameter d . Sedimentological studies indicate that the flow dynamics is reflected in coarsest sizes of deposited material. It is generally accepted that the grain-size diameter equal with d_{90-95} range obtained from cumulative plot is an adequate quantity in this case (Costa 1983; Maizels 1983c; Ryder, Church 1986). In the case of gravels this value may be identified with maximum particle size, i.e. average diameter of ten maximum grains in the sample (Bluck 1967; Maizels 1983c; Steer, Abbott 1984). Intermediate axis b is measured.

Specific weight of water γ [$N m^{-3}$] is assumed to be equal 9820. This is measurement of proglacial stream at 4°C and with suspended load content of 2 $kg m^{-3}$ (Boothroyd, Ashley 1975).

PROCEDURE OF CALCULATIONS

In general, there are two ways of palaeohydraulic estimation. The first one is related to sandy deposits, whereas the second is applied to gravels (Fig. 12). In both cases index lithofacies of particular associations are analysed.

In the case of lithofacies of cross-bedded sands the first step is to determine a mean depth of palaeoflow \bar{D} [m]. Structures of medium-scale trough cross-stratification indicate the height of three-dimensional dunes:

$$h_{dune} = 2t_{trough\ structure} \quad (\text{Simons, Richardson 1962}) \quad (2)$$

$$h_{dune} = 1.5t_{trough\ structure} \quad (\text{Harms, Fahnestock 1965}) \quad (3)$$

Mean value of h for both equations is taken as a final result. Height of dunes has been used for mean depth of palaeoflow estimation (Carey, Kel-

* Average value \bar{n} obtained from particular ranges from Table 5 was used in calculations.

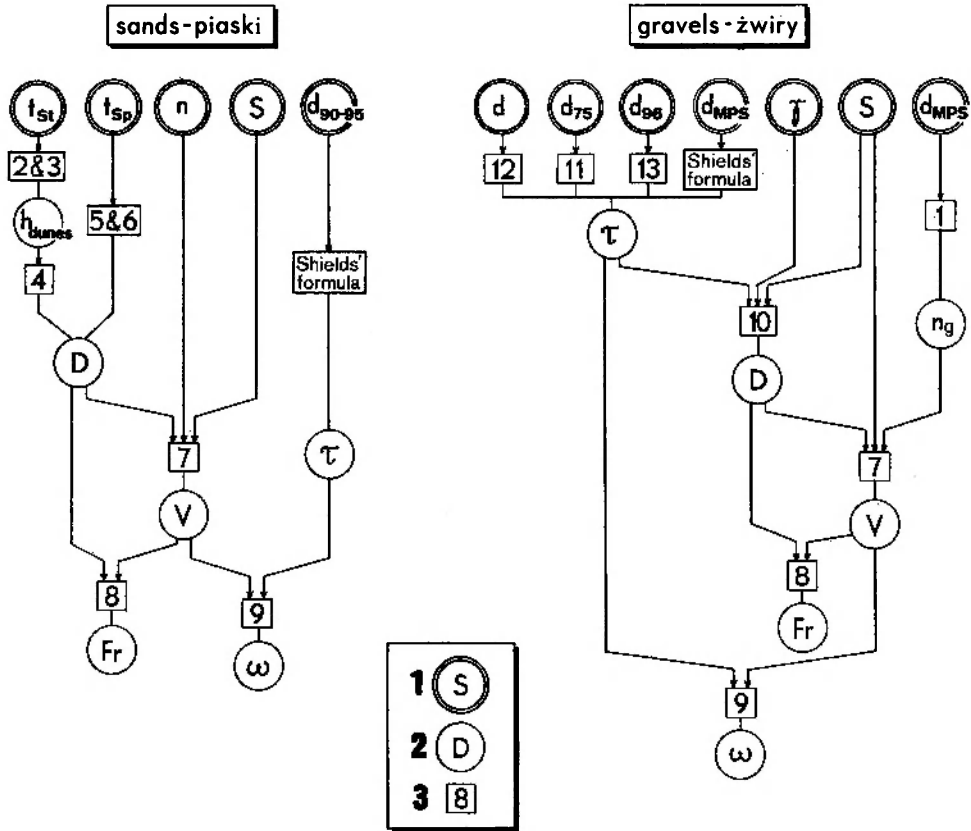


Fig. 12. Scheme of palaeohydraulic estimations carried out for sandy and gravelly channel sediments. 1 – input data; 2 – estimated parameter; 3 – number of equation. Comments in text

Schemat obliczeń paleohydraulicznych dla korytowych osadów piaszczystych i żwirowych. 1 – dane wyjściowe; 2 – parametr obliczany; 3 – numer wzoru. Dalsze objaśnienia w tekście

ler 1957; Simons, Richardson 1962; Harms, Fahnestock 1965):

$$D \approx 2 h_{dune} \quad (4)$$

Medium- and large-scale tabular cross-beddings that formed due to distal accretion of transverse bars may be treated as a good indicator of depth of palaeoflow (Friend, Moody-Stuart 1972; Klimek 1972; Eynon, Walker 1974):

$$D = t_{\text{tabular cross-set}} \quad (5)$$

A. K. Teisseyre pers. inf.

$$1.10 t \leq \bar{D} 1.25 \leq t_{\text{tabular cross-set}} \quad (6)$$

The depth of palaeoflow calculated this way is, thereafter, identified with *hydraulic radius* R [m]. This is possible because the studied deposits are related to braided rivers, in which the width of channel considerably exceeds its depth.

Mean velocity of palaeoflow \bar{V} [m s^{-1}] has been estimated by using the Manning's formula:

$$\bar{V} = n^{-1} R^{0.67} S^{0.5} \quad (7)$$

Dynamic characteristics of flow is determined, among others, by flow regime which is characterized by the Froude number Fr [dimensionless]:

$$Fr = V(gD)^{-0.5}, \quad (8)$$

where g – acceleration of gravity. This step of palaeohydraulic analysis is of particular importance because the Fr value obtained can be used to check the correctness of estimation of depth and velocity parameters which are themselves components of the equation 8. The type of depositional structures studied enables prediction of numerical range of Fr parameter (Tab. 5), whereas the equation 8 makes conclusions of hydrodynamic conditions more precise, i.e. precisely determined level of given palaeoflow regime.

Shear stress τ [N m^{-2}] influenced by the flow on channel bed has been derived from Shield's formula plot (see for instance Church and Gilbert 1975 – Fig. 17b).

Energy level of palaeoflow is determined most precisely by parameter of unit stream power ω [N

(ms)¹], i.e. stream power calculated per unit width of channel:

$$\omega = \tau \bar{V}. \quad (9)$$

Quite different procedure of estimation has been applied to gravel deposits (Fig. 12). *Gm* and *Gh* lithofacies were deposited in upper-stage plane-bed conditions. They are lacking in cross-beddings, therefore, equations 2–6 cannot be used in the case. Depth of palaeoflow, i.e. hydraulic radius, has been calculated from Du Boys' expression:

$$R = \gamma S \tau_{cr}^{-1}. \quad (10)$$

An average value obtained from the following formulae together with Shields' formula plot for coarse-grained deposits (Williams 1983 — Fig. 4) have been used as a critical shear stress τ_{cr} in the equation 10:

$$\tau_{cr} = 0.0801 d_{75} \text{ for } d > 5 \text{ mm (Lane 1953),} \quad (11)$$

$$\tau_{cr} = 0.0774 d \quad (\text{Bogardi 1974}), \quad (12)$$

$$\tau_{cr}^{1.58} = d_{96}/18.28 \text{ for } d > 10 \text{ mm (Carling 1983),} \quad (13)$$

where: τ_{cr} [kG m⁻²], d [mm].

Velocity of palaeoflow sedimenting gravel deposits has been calculated by means of the Manning's formula (eq. 7) in which roughness coefficient was replaced by grain roughness coefficient (eq. 1).

Value of shear stress τ is the same as in equation 10.

Other parameters, i.e. Froude number *Fr* and unit power ω have been estimated by using the same equations (8 and 9) as in the case of palaeohydraulic analysis of sandy deposits.

Translated by Janusz Janeczek

REFERENCES

- ALBERTSON M. L., SIMONS D. B., 1964: *Fluid mechanics*, In: *Handbook of Applied Hydrology*. Ven Te Chow (ed.), McGraw-Hill Book, New York, p. 7–49.
- ALLEN J. R. L., 1968: *Current Ripples*. North Holland Publ., Amsterdam, 433 pp.
- 1978: Computational models for dune time-lag: calculation using Stein's rule for dune height. *Sedim. Geol.*, 20, p. 165–216.
- 1984: Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis. *Developments in Sedimentology*, 30, 1, 593 pp., 2, 663 pp.
- BAKER V. R., 1974: Palaeohydraulic interpretation of Quaternary alluvium near Golden, Colorado. *Quatern. Res.*, 41, p. 94–112.
- BLAKEY R. C., GUBITOSA R., 1984: Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedim. Geol.*, 38, p. 51–86.
- BLOODGETT R. H., STANLEY K. O., 1980: Stratification, bedforms, and discharge relations of the Platte braided river system, Nebraska. *J. Sedim. Petrol.*, 50, p. 139–148.
- BLUCK B. J., 1967: Deposition of some Upper Old Red Sandstone conglomerates in the Clyde area: a study in the significance of bedding. *Scott. J. Geol.*, 3, p. 139–167.
- 1974: Structure and directional properties of some valley sandur deposits in southern Iceland. *Sedimentology*, 21, p. 533–554.
- 1976: Sedimentation in some Scottish rivers of low sinuosity. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 69, p. 425–456.
- 1980: Structure, generation and preservation of upward fining, braided stream cycles in the Old Red Sandstone of Scotland. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 71, p. 29–46.
- BOGARDI J., 1974: *Sediment Transport in Alluvial Streams*. Akad. Kiado, Budapest, 826 pp.
- BOOTHROYD J. C., ASHLEY G. M., 1975: Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, NE Gulf of Alaska, In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Jopling A. V., McDonald B. C. (eds), *Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ.*, 23, p. 193–222.
- BOOTHROYD J. C., HUBBARD D. K., 1975: Genesis of bedforms in mesotidal estuaries, In: *Estuarine Research*. L. E. Cronin (ed.), 2, Academic Press, New York, p. 217–234.
- BOOTHROYD J. C., NUMMEDAL D., 1978: Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits, In: *Fluvial Sedimentology*. A. D. Miall (ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5, p. 641–668.
- BRIDGE J. S., 1978: Palaeohydraulic interpretation using mathematical models of contemporary flow and sedimentation in meandering channels, In: *Fluvial Sedimentology*. A. D. Miall (ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5, p. 723–742.
- BRIDGE J. S., JARVIS J., 1982: The dynamics of a river bend: a study in flow and sedimentary processes. *Sedimentology*, 29, p. 499–541.
- BRODZIKOWSKI K., VAN LOON A. J., 1987: A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth Sci. Rev.*, 24, p. 297–381.
- BRYANT I. D., 1983: The utilization of Arctic river analogue studies in the interpretation of periglacial river sediments from southern Britain, In: *Background to Palaeohydrology*. K. J. Gregory (ed.), Wiley and Sons, Chichester, p. 413–431.
- BRYHNI I., 1978: Flood deposits in the Hornelen Basin, western Norway (Old Red Sandstone), *Norsk. Geol. Tidsskr.*, 58, p. 237–300.
- CAMPBELL C. V., 1967: Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, p. 7–26.
- CANT D. J., 1978: Development of a facies model for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation, In: *Fluvial Sedimentology*. A. D. Miall (ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5, p. 627–639.
- CANT D. J., WALKER R. G., 1978: Fluvial processes and

- facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, 25, p. 625–648.
- CAREY W. C., KELLER M. D., 1957: Systematic changes in the beds of alluvial rivers. *Am. Soc. Civil Engrs Proc.*, 83, HY4, pap. 1331, p. 1–24.
- CARLING P. A., 1983: Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surf. Processes Landforms*, 8, p. 1–18.
- CASSHYAP S. M., 1973: Paleocurrents and paleogeographic reconstruction in the Barakar (Lower Gondwana) Sandstones of Peninsular India. *Sedim. Geol.*, 9, p. 283–303.
- CASSHYAP S. M., TEWARI R. C., 1982: Facies analysis and paleogeographic implications of a Late Paleozoic glacial outwash deposit, Bihar, India. *J. Sedim. Petrol.*, 52, p. 1243–1256.
- CHURCH M., GILBERT R., 1975: Proglacial fluvial and lacustrine environments, In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. A. V. Jopling, B. C. McDonald (eds), *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.*, 23, p. 22–100.
- CLAGUE J. J., 1975: Sedimentology and paleohydrology of Late Wisconsinian outwash, Rocky Mts trench, SE British Columbia, In: Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. A. V. Jopling, B. C. McDonald (eds), *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.*, 23, p. 223–237.
- COLLINSON J. D., 1970: Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Annlr*, 52A, p. 31–56.
- COSTA J. E., 1983: Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 986–1004.
- COSTELLO W. R., 1974: Development of bed configuration in coarse sands. *Earth Planet. Sci. Dept. MIT*, 74, p. 15–36.
- CURRAY J. R., 1956: The analysis of two-dimensional orientation data. *J. Geol.*, 64, p. 117–131.
- DOKTOROWICZ-HREBNICKI S., 1954: *Mapa Geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, ark. Bytom, 1: 50000*. Warszawa.
- EDWARDS M., 1986: Glacial environment, In: *Sedimentary Environments and Facies*, H. G. Reading (ed.). Blackwell Sci. Publ., 615, pp.
- EYNON G., WALKER R. G., 1974: Facies relationship in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology*, 21, p. 43–70.
- FAHNESTOCK R. K., 1963: Morphology and hydrology of a glacial stream – White River, Mount Rainer, Washington. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 422-A, p. 1–70.
- FIELDING C. R., 1984: Upper delta plain lacustrine and fluvio-lacustrine facies from the Westphalian of the Durham Coalfield, NE England. *Sedimentology*, 31, p. 547–567.
- FORBES D. L., 1983: Morphology and sedimentology of a sinuous gravel-bed channel system: Lower Babbage River, Yukon coastal plain, Canada. *Int. Assoc. Sedim., Spec. publ.*, 6, p. 195–206.
- FRASER G. S., COBB J. C., 1982: Late Wisconsinian proglacial sedimentation along the West Chicago Moraine in NE Illinois. *J. Sedim. Petrol.*, 52, p. 473–491.
- FRIEND P. F., MOODY-STUART M., 1972: Sedimentation of the Wood Bay Formation (Devonian) of Spitsbergen: regional analysis of a late orogenic basin. *Norsk Polarinst Skrift.*, 157, p. 1–77.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986: *Zarys Sedymentologii*. Wyd. Geol., Warszawa, 628 pp.
- GRAHAM J. R., 1981: Fluvial sedimentation in the Lower Carboniferous of Clew Bay, County Mayo, Ireland. *Sedim. Geol.*, 30, p. 195–211.
- GUSTAVSON T. C., 1974: Sedimentation of gravel outwash fans, Malaspina Glacier Foreland, Alaska. *J. Sedim. Petrol.*, 44, p. 374–389.
- GUY H. P., SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1966: Summary of alluvial channel data from flume experiments 1956–61. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 462-1, p. 1–96.
- HARMS J. C., 1969: Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 363–396.
- HARMS J. C., FAHNESTOCK R. K., 1965: Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the Rio Grande), In: Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, G. V. Middleton (ed.), *Soc. Econ. Paleontol. Miner., Spec. Publ.*, 12, p. 84–115.
- HARMS J. C., SOUTHARD J. B., SPEARING D. R., WALKER R. G., 1975: Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleontol. Miner., Short Course*, 2, p. 1–161.
- HASZELDINE R. S., 1983: Descending tabular cross-bed and bounding surfaces from a fluvial channel, Upper Carboniferous coalfield of NE England, In: Modern and Ancient Fluvial Systems, J. D. Collinson, J. Lewin (eds), *Int. Assoc. Sedim., Spec. Publ.*, 6, p. 449–456.
- HEINF. J., WALKER R. G., 1977: Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 14, p. 562–570.
- HEWARD A. P., 1978: Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera-Matallana and Sabero) Coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, 25, p. 451–488.
- HOUMARK-NIELSEN M., 1983: Depositional features of a Late Weichselian outwash fan, Central East Jylland, Denmark. *Sedim. Geol.*, 36, p. 51–63.
- JACKSON R. G., 1976: Depositional model of point bars in the Lower Wabash River. *J. Sedim. Petrol.*, 46, p. 574–594.
- JONES C. M., 1979: Tabular cross-bedding in Upper Carboniferous fluvial channel sediments in the southern Pennines, England. *Sedim. Geol.*, 24, p. 85–104.
- KARCZ I., 1972: Sedimentary structures formed by flash floods in southern Israel. *Sedim. Geol.*, 7, p. 161–182.
- KAZIUK H., LEWANDOWSKI J., 1978: *Mapa Geologiczna Polski, 1: 200000, pl. Kraków*, A, Wyd. Geol., Warszawa.
- KHAN Z. A., CASSHYAP S. M., 1981: A statistical study on reliability of different scale of cross-beds as paleocurrent indicator in the Late Paleozoic fluvial rocks of Jharia Basin, India. *J. Geol. Soc. India*, 22, p. 431–438.
- KLIMASZEWSKI M., 1978: *Geomorfologia*. Państw. Wyd. Nauk., Warszawa, 1098 pp.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidararsandur, Islandia (Present-day fluvial processes and relief of the Skeidararsandur plain, Iceland). *Pr. Geogr., Inst. Geogr. PAN*, 94, p. 1–139.
- KOZIOŁ S., 1952: Budowa geologiczna pustyni Błędowskiej (Geological structure of the Błędów desert). *Biul. Inst. Geol.*, 65, Z badań czwartorzędu w Polsce, 1, Warszawa, p. 383–416.
- KRIGSTRÖM A., 1962: Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. *Geogr. Annlr*, 44, p. 328–346.
- LANDVIK J. Y., MANGERUD J., 1985: A Pleistocene sandur

- in western Norway: facies relationships and sedimentological characteristics. *Boreas*, 14, p. 161–174.
- LANE E. W., 1953: Progress report on studies on the design of stable channels. *Am. Soc. Civil Engrs, Proc.*, 79, p. 1–31.
- LANGBEIN W. B., LEOPOLD L. B., 1966: River meander theory of minimum variance. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 422-H, p. 1–63.
- LEWANDOWSKI J., 1982: Zlodowacenie Odry na Wyżynie Śląskiej (Extent of ice sheet of Middle-Polish Glaciation in the Silesian Upland). *Biul. Inst. Geol.*, 337, Z badań czwartorzędu w Polsce, 26, Warszawa, p. 115–142.
- LEWANDOWSKI J., ZIELIŃSKI T., 1984: Maczki-Bór. Aluwialne osady zlodowacenia Odry (środkowopolskiego) w dolinie Białej Przemszy (only in Polish), In: *Zlodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przew. Konf.*, Sosnowiec, p. 100–105.
- 1988: Środkowplejstocenijskie aluwia dolin regionu górnośląskiego (Middle-Pleistocene sediments in the valleys of the Upper Silesian region – the basin of the Przemsza River (Southern Poland). *Problemy paleogeografii czwartorzędu – zlodowacenia środkowopolskie. Pr. Nauk. Univ. Śl.*, 914, Katowice, p. 48–66.
- 1990: Wiek i geneza osadów kopalnej doliny Białej Przemszy (Wyżyna Śląska), (Age and origin of deposits of the Biała Przemsza fossil valley (Silesian Upland). *Biul. Państ. Inst. Geol.*, Warszawa, p. 97–126.
- MADER D., TEYSSEN T., 1985: Palaeoenvironmental interpretation of fluvial red beds by statistical analysis of palaeocurrent data: examples from the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel and Bavaria in the German Basin (Middle Europa). *Sedim. Geol.*, 41, p. 1–74.
- MAIZELS J. K., 1983a: Proglacial channel systems: change and thresholds for change over long, intermediate and short time-scales, In: *Modern and Ancient Fluvial Systems*, J. D. Collinson, J. Lewin (eds), *Int. Assoc. Sedim., Spec. Publ.*, 6, p. 251–266.
- 1983b: Channel changes, paleohydrology and deglaciation: evidence from some Late Glacial sandur deposits of NE Scotland. *Quater. Stud. in Poland*, 4, p. 171–187.
- 1983c: Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits, In: *Background to Palaeohydrology*, K. J. Gregory (ed), Wiley, New York, p. 101–139.
- MC DONALD B. C., BANERJEE I., 1971: Sediments and bed forms on a braided outwash plain. *Can. J. Earth Sci.*, 8, p. 1282–1301.
- MC GOWEN J. H., GROAT C. G., 1971: Van Horn Sandstone, west Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Univ. Texas Rept Investigation*, 72, Austin, p. 1–57.
- MC KEE E. D., CROSBY E. J., BERRYHILL H. L., 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sedim. Petrol.*, 37, p. 829–851.
- MIALL A. D., 1976: Palaeocurrent and palaeohydrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposits, Banks Island, Arctic Canada. *Sedimentology*, 23, p. 459–483.
- 1977: A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13, p. 1–62.
- 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary, In: *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5, p. 597–604.
- 1980: Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 28, p. 59–80.
- MOJSKI J. E., RÜHLE E., 1965: *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Geological Atlas of Poland. Stratigraphic and facies problems. 1:3 000 000*, no. 12, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- MOSLEY M. P., 1982: Analysis of the effect of changing discharge on channel morphology and instream uses in braided river, Ohau River, New Zealand. *Wat. Resour. Res.*, 18, p. 800–812.
- NEMEC W., MUSZYŃSKI A., 1984: Volcanoclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia District (Bulgaria). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 52, p. 239–303.
- PICARD M. D., HIGH L. R., 1973: Sedimentary structures of ephemeral streams. *Developments in Sedimentology*, 17, Elsevier, p. 1–223.
- RUEGG G. H. J., 1977: Features of Middle Pleistocene sandur deposits in the Netherlands. *Geol. Mijnbouw.*, 56, p. 5–24.
- RUST B. R., 1972: Structure and processes in a braided river. *Sedimentology*, 18, p. 221–245.
- 1978: Depositional model for braided alluvium, In: *Fluvial Sedimentology*, A. D. Miall (ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5, p. 605–625.
- RYDER J. M., CHURCH M., 1986: The Lillooet terraces of Fraser River: a palaeoenvironmental enquiry. *Can. J. Earth Sci.*, 23, p. 869–884.
- SCOTT A. J., HOOVER R. A., MC GOWEN J. H., 1969: Effects of hurricane “Beulah” 1967 on Texas coastal lagoons and barriers, In: *UNESCO Simp. Intern. Sobre Lagunas Costeras*, p. 221–236.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. *Am. Soc. Civil Engrs, Proc.* 87, p. 87–105.
- 1962: Resistance to flow in alluvial channels. *Am. Soc. Civil Engrs., Trans.*, 127, p. 927–954.
- 1966: Resistance to flow in alluvial channels. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 522-J, p. 1–61.
- SMITH N. D., 1970: The braided stream depositional environment: comparison of the Platte River with some Silurian clastic rocks, North-Central Appalachians. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, p. 2993–3014.
- 1971: Transverse bars and braiding in the lower Platte River, Nebraska. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p. 3407–3420.
- 1972: Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river. *J. Sedim. Petrol.*, 42, p. 624–634.
- 1974: Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *J. Geol.*, 82, p. 205–223.
- STEEL R. J., THOMPSON D. B., 1983: Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (“Bunter” Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, N Staffordshire, Enland. *Sedimentology*, 30, p. 341–367.
- STEER B. L., ABBOT P. L., 1984: Paleohydrology of the Eocene Ballena Gravels, San Diego County, California, *Sedim. Geol.*, 38, p. 181–216.
- STRICKLER A., 1923: Beiträge zur Frage der Geschwindigkeitsformel und der Rauhigkeitszamen für Strome, Kanäle, und geschlossene Leitungen. *Mittteil. Amtes Wasserwirtsch.*, 16, Bern, p. 1–77.
- SUNDBORG A., 1956: The River Klarälven: a study of fluvial processes. *Geogr. Annlr.*, 38, p. 125–316.
- Task force on bed forms in alluvial channels. Nomenclature for bed forms in alluvial channels, 1966: *Am. Soc. Civil Engrs, Proc., J. Hydraul. Div.*, 92, p. 51–64.
- TEISSEYRE A. K., 1980: Fluvial processes on the wet Misz-

- kowice fan. p. I: Erosion and erosional landforms. *Geol. Sudetica*, 15, p. 67–121.
- 1984: Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–82), (The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sudetes): a study in fluvial sedimentology. *Geol. Sudetica*, 19, p. 7–71.
 - 1986: Fluvial processes on the wet Miskowice fan. p. II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood. *Geol. Sudetica*, 21, p. 1–71.
- TUNBRIDGE I. P., 1981: Sandy high-energy flood sedimentation – some criteria for recognition, with example from the Devonian of SW England, *Sedim. Geol.*, 28, p. 79–95.
- VOS R. G., TANKARD A. J., 1981: Braided fluvial sedimentation in the Lower Paleozoic Cape Basin, S Africa. *Sedim. Geol.*, 29, p. 171–193.
- WASSON R. J., 1977: Last-glacial alluvial fan sedimentation in the lower Derwent valley, Tasmania. *Sedimentology*, 24, p. 781–799.
- WILLIAMS G. E., 1971: Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology*, 17, p. 1–40.
- WILLIAMS G. P., 1983: Paleohydrological methods and some examples Swedish fluvial environments. I – Cobble and boulder deposits. *Geogr. Annlr.* 65A, p. 227–243.
- WILLIAMS P. F., RUST B. R., 1969: The sedimentology of a braided river. *J. Sedim. Petrol.*, 39, p. 649–679.
- YANG C. T., 1977: The movement of sediment in rivers. *Geophys. Surv.*, 3, p. 39–68.
- ZIELIŃSKI T., 1980: Fluwioglacjalne struktury sedymentacyjne w Bełchatowie (Fluvioglacial depositional structures in Bełchatów, Central Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50, p. 433–446.
- 1984: Kuźnica Warężyńska. Środowisko sedymentacji osadów doliny Czarnej Przemszy, (only in Polish), In: *Złodowacenie środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. Przew. konfer.*, Sosnowiec, p. 111–115.
- ZIELIŃSKI T., LEWANDOWSKI J., 1991: Analiza sedymentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej (Sedimentological analysis of deposits of the Biała Przemsza fossil valley, Silesian Upland). *Biul. Państ. Inst. Geol.*, Warszawa.

DOLINNE FACJE PROGLACJALNE WYŻYNY ŚLĄSKIEJ — CZYNNIKI GENETYCZNE I ICH EFEKTY SEDYMENTOLOGICZNE

Tomasz ZIELINSKI

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski,
ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Streszczenie

ABSTRAKT. Dokonano analizy sedymentologicznej osadów czwartorzędowych wypełniających głębokie doliny i odsłaniających się w kopalniach odkrywkowych Wyżyny Śląskiej. W osadach wydzielono litofacie, zespoły litofacji oraz kompleksy litofacjalne. Wydzielenia litofacjalne posłużyły do interpretacji subsródownisk i środowisk sedymentacyjnych. Prześledzono zmienność warunków akumulacji dolinnej w neoplejstocenie i holocenie. Badania skoncentrowano na tych osadach piaszczystych i piaszczysto-żwirowych, których charakter litofacjalny sugerował genezę w warunkach przepływów ablacyjnych na przedpolu lądolodu (proglacialnych).

Przedyskutowano czynniki genetyczne sedymentacji proglacialnej w świetle następujących cech litofacjalnych: 1° charakter litofacji i zespołów litofacji, 2° oboczna zmienność litofacjalna, 3° litofacie wysokoenergetyczne, 4° cechy litofacjalne wynikające z dużych wydatków i silnej zmienności przepływu, 5° dane kierunkowe, 6° paleohydraulika. Zaakcentowano te cechy teksturalno-strukturalne, które mogą służyć jako kryteria identyfikacyjne kopalnych facji proglacialnych. W dodatku do artykułu podano tok analizy paleohydraulicznej.

WSTĘP

Badania osadów czwartorzędowych na wyżynach napotykały na liczne utrudnienia. Na wierzchołkach profile osadowe są z reguły zredukowane i w przeważającej mierze składają się ze zwietrzelin i deluwii. Najbardziej miękkie profile występują w dolinach. Osady dolinne reprezentowane są najczęściej przez monotonne kompleksy piaszczyste — „nieme” w sensie stratygraficznym. Wnioskowanie wiekowe musi opierać się w tym wypadku na wnikliwej analizie zdarzeń dynamicznych zachodzących w dolinie. Badania sedymentologiczne, jak się wydaje, przybliżają interpretacje paleoklimatyczne i paleogeograficzne w skali odcinka doliny i zlewni bezpośredniego sąsiedztwa.

Rozważania zawarte w niniejszym artykule są wynikiem

badań przeprowadzonych w odsłonięciach dokumentujących osady dwóch stosunkowo dużych dolin Wyżyny Śląskiej — Białej i Czarnej Przemszy (fig. 1). Analizy sedymentologiczne prowadzono w rozległych odsłonięciach kopalń piasków podszczytowych: Maczki-Bór i Kuźnica Warężyńska.

Osady uznane za proglacialne autor przedstawił na szerszym tle geologicznym, tj. w superpozycji kompletnych profili i zdarzeń geodynamicznych w dolinach obu rzek. Szczegółowa dyskusja sedymentologiczna ograniczona została natomiast do facji proglacialnych.

UWAGI TERMINOLOGICZNE

Rzeka proglacialna w rozumieniu autora to przepływ korytowy, którego istnienie związane jest bezpośrednio z obecnością topniejących mas lodowych, tj. rzeka zasilana wodami ablacyjnymi (por. Klimaszewski 1978; Edwards 1986). Odpływ takiej rzeki skierowany jest na zewnątrz od strefy zlodowaczonej. W górnych odcinkach rzeki proglacialne są korytami sandrowymi (proglacialnych stożków napływowych), w tych strefach wody proglacialne utożsamiane są z odpływami fluwioglacjalnymi. Wraz z dystansem zyskują najczęściej charakter rzecznych przepływów dolinnych.

Rzeką ekstraglacjalną autor nazywa ten przepływ korytowy, który istnieje na przedpolu lodowca (lądolodu) i prowadzi głównie wody nie pochodzące z topnienia lodu. Należy jednak wyraźnie zastrzec, że rzeki ekstraglacjalne w trakcie swego biegu mogą przyjmować pewne dopływy wód ablacyjnych. Rzeka ekstraglacjalna pod względem hydrodynamiki i stylu sedymentacji jest więc ogniwem przejściowym między rzeką proglacialną a rzeką obszaru niezlodowaczonego.

FORMY DEPOZYCYJNE

W grupie rytmicznych form dna autor wyróżnia *riplemarki* i *diuny*. Granica morfometryczna między tymi dwoma rodzajami form dna to wysokość = 6 cm i rozstęp = 60 cm (przyjęto za Guy *et al.* 1966; Allenem 1968). W grupie diun wydzielono *diuny prostokrawędziowe*, tj. *dwuwymiarowe* (sand waves — Boothroyd i Hubbard 1975; fale piaskowe — Gradziński *et al.* 1986) oraz *diuny kręte*, tj. *trójwymiarowe* (megaripples — Boothroyd i Hubbard 1975; sand waves — Harms *et al.* 1975; duże riplemarki — Gradziński *et al.* 1986) (por. fig. 2).

Riplemarki i diuny jako *formy dna* winny być wyraźnie rozgraniczone od odsypów — wielkoskalowych *form koryta*. Odsypy są bowiem ściśle związane ze skalą i kształtem koryta, a ponadto migracja i modyfikacja odsypów łączy się zwykle ze zmianami morfologii koryt. *Odsyp* to forma koryta, której wysokość jest porównywalna z głębokością przepływu, a długość jest równa lub większa od szerokości koryta (Task Force 1966).

STRUKTURY DEPOZYCYJNE

Przy określaniu skali litofacji autor przyjął wielkość 6 cm jako górną, graniczną miąższość zestawów małej skali. Miąższość 30 cm została natomiast przyjęta za granicę między zestawami średniej i wielkiej skali (Campbell 1967).

Identyfikacja kopalnych diun oparta jest na tym, że diuny dwuwymiarowe, progradując zgodnie z kierunkiem przepływu, tworzą płaskie zestawy przekątne średniej skali narastające na płaskim, nie rozmytym dnie (por. Bluck 1974; Bridge 1978). Natomiast w strefach separacji przepływu, związanych z diunami trójwymiarowymi, powstają zawsze prądy wtórne, powodujące nieckowate rozmycie dna (Guy *et al.* 1966; Allen 1968), które po wypełnieniu materiałem piaszczystym tworzą przekątne warstwowania rynnowe średniej skali (fig. 2).

Pod względem struktury wewnętrznej odsypy można podzielić na dwie grupy genetyczne. Do pierwszej należą piaszczyste odsypy z frontami depozycyjnymi. Zbudowane są one najczęściej z płaskich warstwowań wielkiej i średniej skali. Do tej grupy należą formy koryta, występujące w literaturze jako odsypy poprzeczne, językowe, ukośne, boczne. Drugą grupę odsypów tworzą niskoreliefowe, gruboziarniste formy narastające pionowo, pozbawione frontów depozycyjnych, ukierunkowane zwykle zgodnie z kierunkiem przepływu — odsypy podłużne. Ich osady wykazują niewyraźne warstwowanie poziome czy wręcz strukturę maszyną z imbrakcją materiału grubookruchowego (fig. 2).

WYDZIELENIA LITOFACJALNE

Autor stosuje trójstopniowy podział jednostek litofacyjnych. Wydzieleniem podstawowym jest *litofacja*. Litofację autor utożsamia z pojedynczym zestawem (lub wielozestawem) warstwowania określonego typu. Litofacja jest więc depozycyjnym efektem formy dna lub formy koryta. Zbiór litofacji, powstałych w efekcie współwystępowania różnych form depozycyjnych, traktowany jest jako *zespół litofacji* (por. tab. 1). Na podstawie zespołu litofacji odtwarzane są warunki przepływu.

SYTUACJA GEOLOGICZNA ANALIZOWANYCH OSADÓW

Analizowane odsłonięcia — Maczki-Bór i Kuźnica Warężyńska — założone są w obrębie aluwów dwóch większych rzek Wyżyny Śląskiej: Białej i Czarnej Przemszy (fig. 1). Obecna postać dorzecza Przemszy została utworzona w okresie zlodowacenia Odry. Wówczas to analizowany obszar znajdował się na przedpolu zamierającego lądolodu. Odpływy proglacljalne (Czarna Przemsza) i proglacljalno-ekstraglacljalne (Biała Przemsza) poroziły wychodnie skał podłoża i zaadoptowały starszą sieć doliną do postaci dzisiejszej (por. fig. 5).

PROFIL MACZKI-BÓR

Stanowisko Maczki-Bór znajduje się w dolnym odcinku doliny Białej Przemszy (fig. 1, 3).

Profil Maczek (fig. 6) rozpoczynają ility kompleksu M_1 — najprawdopodobniej osad ekstraglacljalnego zastoiska dolinnego z okresu zlodowacenia Sanu. Wyżej zalega piaszczysty kompleks M_2 . Odzwierciedla on sedymentację korytową roztokowej rzeki ekstraglacljalnej zasilanej częściowo wodami ablacyjnymi. Ku górze przechodzi on w ilasto-mułowo-piaszczysty kompleks M_3 (pl. I, 1 i pl. III, 1), powstały w warunkach dolinnego zbiornika ekstraglacljalnego. Następnie zaistniał etap sedymentacji

transportu, depozycji, morfologii dna w skali odcinka koryta, tj. *subśrodowisko sedymentacyjne*. Sąsiadujące ze sobą, zarówno w pionie jak i obocznie, zespoły litofacji grupowane są w kompleksy litofacjalne. *Kompleks litofacjalny* powstał w określonych, względnie ustalonych (lub konsekwentnie zmieniających się) warunkach sedymentacji. Stąd następstwo zespołów w kompleksie litofacjalnym pozwala odtworzyć *środowisko sedymentacyjne* (por. tab. 1).

W celu lapidarnej, a zarazem jednoznacznej charakterystyki wydzieleni litofacjalnych zastosowano symbolikę kodu litofacjalnego wg Mialla (1977, 1978) i Rusta (1978) (por. Gradziński *et al.* (1986), s. 402). W przypadku niektórych litofacji konwencjonalne symbole teksturalne (np. *S* — piasek, *G* — żwir) okazały się niewystarczające. W celu dokładniejszego określenia litologii wprowadzono kod mieszany (np. *SG* — piasek żwirowy). W ujęciu kodu litofacjalnego każda litofacja odpowiada pojedynczemu symbolowi teksturalno-strukturalnemu, np. *Sp* — litofacja piasków o płaskich warstwowaniach przekątnych. Zespół litofacji charakteryzowany jest natomiast przez symbole tych litofacji, których udział w danym zespole jest dominujący (litofacje wskaźnikowe). Na przykład, zespół, składający się z trzech litofacji wskaźnikowych o względnie równej frekwencji, uzyskuje symbol wielozłonowy *Sp, St, Sh*. Często istniały przypadki, gdzie w zespole, obok litofacji dominujących występowały inne, o nieco tylko mniejszej frekwencji. Wówczas symbole tych ostatnich umieszczono w nawiasach, np. *Sh, Sr, (FSH)* (por. tab. 1).

W trakcie analiz sedymentologicznych kopalnych osadów rzecznych zachodzi często potrzeba porównania wydzielonych kompleksów litofacjalnych z litosomami, które egzystują w literaturze jako modelowe, klasyczne (wzorcowe typy sekwencji osadów wg Gradzińskiego *et al.* 1986). Tego typu litosomy (lub zbiorcze profile litofacjalne) autor nazywa litotypami. *Litotyp* jest wydzieleniem litofacjalnym (rangi kompleksu), gdzie cechy litologiczne wynikają z następstwa zespołów litofacji, określone jest środowisko sedymentacyjne, podana jest lokalizacja geograficzna, która tworzy nazwę litotypu, np. *litotyp Platte River* (*sensu* Miall 1978).

tacji w wysokoenerytycznym korycie proglacljalnym (piaszczysto-żwirowy kompleks M_4 — pl. II, 1). Powstanie kompleksów M_2, M_3, M_4 przypadło na zlodowacenie Odry. Wyżejleży kompleks M_5 , to piaszczyste aluwia rzeki roztokowej (pl. II, 2), płynącej już w warunkach braku dodatkowego, ablacyjnego zasilania (zlodowacenie Wisły).

Szczegółowe analizy litofacjalno-wiekowe stanowiska Maczki-Bór znajdują się w pracach Lewandowskiego i Ziełińskiego (1984, 1988, 1990) oraz Ziełińskiego i Lewandowskiego (1990).

PROFIL KUŹNICA WARĘŻYŃSKA

Odsłonięcie Kuźnica Warężyńska założone jest w obrębie doliny Czarnej Przemszy na północnym krańcu Kotliny Dąbrowskiej (fig. 1).

Podczas zlodowacenia Odry czoło lądolodu w swym maksymalnym zasięgu oparło się najprawdopodobniej o stoki tzw. Garbu Środkowotriasowego, leżącego bezpośrednio na północ od Kuźnicy (fig. 7). Dolina Czarnej Przemszy pełniła wówczas rolę ważnego traktu odpływu wód proglacljalnych (fig. 5). W tym etapie powstały dolinne osady kompleksu K_1 (fig. 4, 8).

W kompleksie tym dominują facje korytowe (fig. 8, 9), osady pozakorytowe pełnią rolę podrzędną (fig. 10; pl. III, 2). W brzeźnych partiach doliny sedymentowane były osady piaszczysto-żwirowych stożków napływowych (kompleks K_2 na fig. 4, 8; pl. I, 2 i pl. IV, 1). Po etapie zaniku łądolu doszło do głębokiego wcięcia rzeki, a następnie do sedymentacji żwirowych i piaszczystych aluwii kompleksu K_3 (pl. IV, 2 i pl. V, 1, 2). Osady

te datowane są na zlodowacenie Wisły. Wyżejległe, piaszczyste aluwia kompleksu K_4 odzwierciedlają zmianę warunków sedymentacji z rzeki niskokrętej na meandrującą, wieku holocenicznego (pl. IV, 1).

Profil Kuźnicy był przedmiotem opracowań litofacjalno-stratygraficznych Lewandowskiego i Zielińskiego (1988) oraz Zielińskiego (1984).

OSADY WÓD PROGLACJALNYCH – CZYNNIKI GENETYCZNE I ICH SEDYMENTOLOGICZNA IDENTYFIKACJA

LITOFACJE I ZESPOŁY LITOFACJI JAKO EFEKT DEPOZYCYJNY FORM DŃA I KORYTA

Osady odsypów korytowych. Przepływy ablacyjne charakteryzują się dużą koncentracją materiału transportowanego. W trakcie częstych etapów opadania fal wezbraniowych przepływy stają się „przeciążone” transportowym rumowiskiem, dochodzi do intensywnej depozycji korytowej. Powstają wówczas odsypy.

W górnych odcinkach arterii proglacjalnych, gdzie spadki koryt są duże, głównymi formami koryta są gruboziarniste *odsypy podłużne* (fig. 2) oraz *denne pokrywy żwirowe*.

Subśrodowisko wysokoenergetycznego koryta z odsypami podłużnymi i pokrywami żwirowymi reprezentuje zespół *SGh* (Maczki, kompleks M_4 na fig. 6; pl. II, 1). Słabo wysortowane żwiry piaszczyste wykazują niewyraźnie wykształcone warstwowanie poziome lub strukturę masywną.

Epizody przepływów wysokoenergetycznych, związanych z gruboziarnistą depozycją pokryw dennych, istniały w trakcie sedymentacji zespołu *St, Sh, Sl, Gm* (Kuźnica, kompleks K_1 – fig. 8; tab. 2). Powstały wówczas litofacje *Gm* – słabo wysortowane żwiry, masywne, imbrykowane, tworzące ławice płaskorównoległe (pl. VI, 1).

Bardziej zewnętrzne strefy korytowych systemów proglacjalnych oraz rzeki ekstraglacialne charakteryzują się mniejszym wpływem czynnika ablacyjnego, mają mniejszy spadek, dominuje w nich depozycja piasków. Głównymi formami koryta są *odsypy poprzeczne* – formy z zaprządowym, poprzecznie ukierunkowanym do kierunku przepływu frontem depozycyjnym, który prograduje poprzez lawinową depozycję lamin nachylonych (fig. 2). W tym subsrodowisku piaszczystego koryta roztokowe go z odsypami poprzecznymi powstają zespoły charakteryzujące się dominacją litofacji przekątnych warstwowan tabularnych *Sp*. *Litotypy Platte River* (Smith 1970, 1971) i *South Saskatchewan River* (Cant, Walker 1978) są facjalnymi ekwiwalentami takiej właśnie rzeki.

Piaszczyste zespoły *Sp, Sh, Sl* oraz *Sp, (St, Sh, Sr)* z Maczek (fig. 6) są tymi osadami, które powstały w warunkach koryta o morfologii dna determinowanej obecnością odsypów poprzecznych. W płytszych strefach tego subsrodowiska istniało górne płaskie dno (geneza litofacji *Sh*) i niskoreliefowe, rozmywane diuny (*Sl*), w przegłębieniach głównego nurtu tworzyły się diuny trójwymiarowe (*St*), a w przybrzeźnych strefach o słabym prądowaniu – riplemarki (*Sr*) (por. tab. 2).

Osady głębszych koryt depozycyjnych. O ile w płytkich, typowych korytach roztokowych głównymi formami depozycyjnymi są odsypy poprzeczne, to w głębszych korytach roztokowych dominują diuny trójwymiarowe (Mc Donald, Banerjee 1971; Cant 1978; Cant, Walker 1978). Procesy lokalnej erozji i depozycji doprowadzają do powstania przekątnych warstwowan rynnowych średniej skali (por. fig. 2).

Przykładami osadów takiego subsrodowiska korytowego są zespoły Kuźnicy: *St, i St, Sp*, (fig. 8), oraz *St, (Sp, Sl)* z Maczek (fig. 6). Regułą jest, że jednostki rynnowe występują tam w dwóch odmianach. Najbardziej pospolite są litofacje *St* średniej skali, genetycznie związane z diunami trójwymiarowymi. Rzadziej występują litofacje *St* wielkiej skali, o miąższości do 2–3 m i długości do kilkunastu metrów (pl. VI, 2). Jest to efekt zapełniania osadem dużych rozmyć dna, które powstały w okresach wzmoczonych przepływów, w strefach koncentracji prądu. Litofacja *Sp*, występująca podrzędnie w niektórych zespołach tej grupy, reprezentuje lokalną depozycję odsypową w przybrzeźnych strefach koryta.

Osady płytkiego koryta z przepływami typu zalewów warstwowych. Zespół *Sh, Sl* (Kuźnica, kompleks K_1 – fig. 8) charakteryzuje się obecnością piaszczystych ławic płaskorównoległych laminowanych poziomo i niskokąto. Litofacja *Sh* reprezentuje warunki depozycji w stanie górnego płaskiego dna, natomiast *Sl* powstała z niskoreliefowych, rozmywanych diun. Konfiguracja dna wskazuje na przepływy nadkrytyczne lub doń przejściowe (por. tab. 5), a więc płytkie, o wysokich prędkościach. Subsrodowiskiem sedymentacyjnym zespołu *Sh, Sl* było koryto na tyle szerokie i płytkie, że zachodzące tam przepływy odpowiadały bardziej zalewowi warstwowemu niż „skanalizowanemu”, typowo korytowemu strumieniowi. Zespół ten porównywalny jest z *litotypem Bijou Creek* (Mc Kee *et al.* 1967; Miall 1977).

Do tej samej grupy wypada zaliczyć wyżejległy zespół *St, Sh, Sl, Gm* (fig. 8). Litofacje wskaźnikowe *Sh, Sl* oraz *Gm* sugerują płytkie przepływy, niekiedy o charakterze wysokoenergetycznym.

OBOCZNA ZMIENNOŚĆ ZESPOŁÓW LITOFACJI JAKO EFEKT WSPÓŁWYSTĘPOWANIA RÓŻNYCH SUBŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH

W stanowisku Maczki-Bór zanotowano charakterystyczną, oboczną zmienność litofacjalną. W kompleksie M_2 osady reprezentujące subsrodowisko płytkiego koryta z odsypami poprzecznymi (zespół *Sp, Sh, Sl*) przechodzą obocznie w osady sedymentowane w subsrodowisku głębszego koryta z dnem w konfiguracji diun i wielkoskalowych rozmyć – zespół *St (Sp, Sl)* (por. fig. 6; tab. 2). Takie współwystępowanie dwóch zespołów, a mianowicie płytkiego i głębszego koryta, autor uznaje za bezpośredni dowód na rozproszony wzór systemu korytowego, tj. na środowisko rzeki roztokowej. W dolinie równocześnie musiały istnieć koryta większej i mniejszej skali, o różnym stylu sedymentacji.

Podobną sytuację litofacjalną stwierdzono w stanowisku Kuźnica. W kompleksie K_1 (fig. 8) współwystępują obocznie dwa zespoły: *St* – interpretowany jako osad głębszego koryta z diunami, oraz *St, Sh, Sl, Gm* – efekt depozycji w płytkim, rozległym korycie z przepływami przypominającymi zalewy warstwowe (tab. 2).

LITOFACJE ZWIĄZANE Z PRZEPLYWAMI WYSOKOENERGETYCZNYMI

Wysokoenergetyczne środowisko sedymentacji typowych osadów proglacialnych wynika z dwóch zasadniczych czynników: spadku i wydatku przepływu.

Czynnik spadku. Sedymentacja proglacialna ma charakter wybitnie agradacyjny, co wynika z dużej koncentracji transportowanego materiału i dużego tempa depozycji. Ten stożkowy charakter sedymentacji powoduje konsekwentne stromienie profilu podłużnego koryt proglacialnych, a więc wysokie wartości ich spadku.

Czynnik wydatku. Środowisko koryt proglacialnych charakteryzuje się okresowo wzmocnionymi przepływami, co wynika z periodycznie zwiększanej ablacji. Wzrost wydatku przepływu (Q) łączy się ze zwiększoną głębokością (D) i prędkością (V), tj. ze wzrostem energii przepływu. Z empirycznej zależności Mosleya (1982) dla koryt roztokowych wynika, że prędkość przepływu wzrasta wówczas szybciej niż głębokość:

$$Q^{0.253} = \bar{D}/0,125, \quad (1)$$

$$Q^{0.398} = V/0,161, \quad (2)$$

gdzie: Q [$m^3 s^{-1}$], D [m], V [$m s^{-1}$]. W tej sytuacji, przybór wód w korycie łączy się ze wzrostem wartości liczby Froude'a, a więc przepływ taki dąży ku ustrojowi nadkrytycznemu (por. tab. 5). Sedymentacyjnym efektem tych przemian hydrodynamicznych jest depozycja w stanie górnego płaskiego dna: litofacje o laminacji poziomej (Sh i Gh) i strukturze masywnej (Gm), czy w stanie rozmywanych diun (lub antydiun): litofacja o przekątnym warstwowaniu niskokątowym (Sl).

Zarówno uziarnienie, jak i struktura litofacji SGh w profilu Maczek (fig. 6; pl. II, 1, i pl. III, 1) pozwalają zakwalifikować ją do grupy litofacji wysokoenergetycznych (por. tab. 2). Również w Kuźnicy (kompleks K_1) można doszukać się efektów przepływów wysokoenergetycznych. W zespole St , Sh , Sl , Gm litofacje Gm , Sh i Sl (fig. 8; pl. VI, 1) powstały w warunkach przepływów przejściowych bądź nadkrytycznych, a więc są wyznacznikami dużej intensywności strumienia.

CECHY STRUKTURALNE WYNIKAJĄCE ZE WZMOŻONEGO WYDATKU PRZEPLYWU

Zasadniczą cechą hydrodynamiki strumieni ablacyjnych są częste okresy wysokich stanów wód. Wzmoczone wydatki przepływu uzależnione są zarówno od dziennych, jak i sezonowych rytmów ablacji oraz od takich wydarzeń, jak np. drenowanie

jezior supraglacialnych. W okresach narastania i maksimum fali powodziowej dochodziło niewątpliwie do intensywnych procesów erozji dna. Wówczas powstawały rozmycia, których skala jest funkcją mocy i głębokości paleoprzepływu.

W kompleksie K_1 Kuźnicy (fig. 8) w zespole St notowano rozmycia rynnowe o głębokości do 3 m i długości kilkunastu metrów. Natomiast w kompleksie M_2 Maczek (fig. 6) w zespole St , (Sp , Sl) pospolite są rozmycia rynnowe o głębokości do 2 m i długości 10 m (pl. VI, 2).

LITOFACJE ZWIĄZANE Z PRZEPLYWEM NIEUSTALONYM

Częste wahania stanu wód ablacyjnych powodują, że przepływy proglacialne są wysoce zmienne w czasie, czyli są to przepływy bardzo nieustalone. Brak stabilności jest ważną cechą hydrodynamiczną tego środowiska, gdyż: 1° różnice między stanami wezbraniowymi a średnimi są bardzo duże (czego efekty już rozpatrzone), 2° zmiany te mają charakter gwałtowny.

Z gwałtownej zmienności przepływu wynika ubóstwo jednoznacznie zdefiniowanych, pionowych sekwencji osadowych. Z reguły zmiany teksturalne i strukturalne w profilach zespołów są nagłe. I tak w zespole St , Sh , Sl , Gm (Kuźnica, kompleks K_1 – fig. 8) ławice Gm , powstałe w etapach przepływów wezbraniowych, nie występują w superpozycji z innymi litofacjami, z którymi tworzyły sekwencje deponowane w trakcie stopniowego narastania lub opadania mocy przepływu. To samo dotyczy rozległych ławic mułowych piasków drobnoziarnistych. Występują one całkiem przypadkowo w profilu zespołu, a więc znaczą krótkotrwałe etapy nagłych spadków intensywności przepływu i nastania warunków drobnoziarnistej depozycji zawieszinowej.

Inną cechą wskazującą na warunki przepływu nieustalonego jest liczne występowanie struktur rynnowych wypełnionych osadem drobnoziarnistym. W zespole St , (Sp , Sl) w Maczkach (kompleks M_2 na fig. 6) stwierdzono wielkoskalowe rozmycia rynnowe wypełnione drobnoziarnistymi piaskami mułowymi (pl. VII, 1 i 2). Również w zespole St , Sp , (Kuźnica, kompleks K_1 – fig. 8) drobnoziarniste piaski mułowe wypełniają struktury rynnowe średniej i wielkiej skali. Mechanizm powstawania tych struktur był dwuetapowy. Pierwszy, erozyjny etap tworzenia dużych rozmyć musiał zachodzić w warunkach intensywnych przepływów. Ich wypełnienie drobnoziarnistym osadem łączyło się natomiast z przepływami diametralnie innymi, o prędkościach na tyle niskich, że umożliwiały depozycję frakcji pylasto-drobnoziarnistych (najczęściej była to depozycja z zawiesziny).

EFEKTY DEPOZYCYJNE UZALEŻNIONE OD KRĘTOŚCI KORYTA

Korytowe arterie wód proglacialnych charakteryzują się małą krętością. Przekątne struktury depozycyjne osadów powstałych w subsródowniku korytowym cechują się tym, że ukierunkowanie litofacji w zespole koncentruje się w stosunkowo wąskim przedziale azymutalnym. Miara koncentracji danych kierunkowych – *wielkość wektora wypadkowego* L (Curry 1956) – przyjmuje dla aluwii koryt roztokowych względnie wysoką wartość, powyżej przedziału 50–60%.

Dla korytowych zespołów kompleksu M_2 w profilu Maczki wielkość wektora wypadkowego wynosi $65 < L < 76\%$. Natomiast w stanowisku Kuźnica korytowe zespoły kompleksu K_1 charakteryzują się wielkością wektora wypadkowego $66 < L < 74\%$ (fig. 11).

Należy zaznaczyć, że zespoły utworzone przez wskaźnikowe litofacje Sp charakteryzują się większą koncentracją danych kierunkowych (wyższe wartości L) w stosunku do zespołów zdominowanych przez litofacje St . Różnic tych upatrywać należy w genezie obu typów zespołów korytowych. Odsypy poprzeczne (litofacja Sp) tworzą się głównie w okresach wysokich stanów wód, gdy względnie jednorodny przepływ zachodzi całym korytem, po kierunku jego osi. Diuny trójwymiarowe (litofacje St) występują w talwegu koryta, który (szczególnie w stanach wód średnich) może wykazywać przebieg kręty. Stąd ukierunkowanie diun było bardziej chaotyczne, a kierunek ich migracji często determinowany był obecnością form większej skali – odsypów.

**SPECYFIKA OSADÓW PROGLACJALNYCH
W ŚWIETLE ANALIZY PALEOHYDRAULICZNEJ**

Analizy paleohydrauliczne mają szczególne uzasadnienie w przypadku tych profili, gdzie obok osadów aluwialnych spodziewamy się obecności kompleksów proglacialnych, powstałych w warunkach dodatkowego, ablacyjnego zasilania koryta. Parametry hydrauliczne, różniące takie osady, to przeciętna głębokość i prędkość, moc jednostkowa oraz wartość liczby Froude'a (por. Dodatek).

Analiza paleohydrauliczna osadów profilu Maczki-Bór pozwoliła porównać parametry przepływów deponujących zespoły korytowe pro- i ekstraglacialnych kompleksów M_2 i M_4 oraz wyższego kompleksu M_5 , związanego z przepływami rzeki nie zasilanej już wodami ablacyjnymi. Przepływy korytowe związane z dopływami wód topnieniowych charakteryzowały się przeciętnie 1,2-krotnie większymi wartościami liczby Froude'a, 1,5-krotnie większymi prędkościami, 2-krotnie większymi głębokościami i 11-krotnie większą mocą jednostkową (por. tab. 3).

Analiza paleohydrauliczna pełnić może również rolę weryfikującą w stosunku do hipotez środowiskowych wysnutych w wyniku tradycyjnej analizy sedimentologicznej.

W dolnej części kompleksu M_2 w Maczkach wydzielono dwa, oboczne względem siebie zespoły: St , (Sp , Sl) oraz Sp , Sh , Sl . Na podstawie cech litofacyjnych ustalono, że oba zespoły reprezentują roztokowy system aluwialny: pierwszy zespół powstał w subsródownisku głównego, większego koryta, gdy drugi —

w płytszym, drugorzędnym korycie (tab. 2). Wniosek ten znalazł potwierdzenie w wynikach analizy paleohydraulicznej. Depozycja zespołu St , (Sp , Sl) związana była z przepływami blisko 3-krotnie głębszymi i szybszymi, o 2-krotnie większych naprężeniach ścinających i 7-krotnie większej mocy niż te, które deponowały zespół Sp , Sh , Sl (por. tab. 3).

Również w stanowisku Kuźnica, w kompleksie K_1 , wydzielono dwa, oboczne względem siebie zespoły korytowe: St , Sh , Sl , Gm (subródownisko płytkiego, szerokiego koryta) oraz St (subródownisko głębokiego koryta) (tab. 2). Ta hipoteza również została potwierdzona obliczeniami paleohydraulicznymi. Zespół St powstał w korycie 2-krotnie głębszym, gdzie zarówno naprężenia ścinające, jak i moc jednostkowa były 1,6-krotnie większe w stosunku do przepływów w paleokorycie depozycyjnym zespołu St , Sh , Sl , Gm (tab. 4).

Spróbowano także oszacować różnice energetyczne środowisk sedimentacyjnych między oboma stanowiskami. Osady kompleksu K_1 , Kuźnicy były deponowane w warunkach około 3-krotnie większych naprężeń ścinających i 5-krotnie większej mocy strumienia w stosunku do kompleksów M_2 i M_4 z Maczek. Różnice dynamiki paleoprzepływów między oboma stanowiskami znajdują wytłumaczenie w ich sytuacji paleogeograficznej. Sedymencja osadów Kuźnicy zachodziła w odległości około 7 km od maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia Odry, podczas gdy osłonięcie Maczki-Bór oddalone jest około 30 km od strefy czołowej tego lądolodu (por. fig. 5).

UWAGI KONCOWE

Przytoczone powyżej rozważania genetyczno-litofacyjne pełnić mogą po części rolę kryteriów identyfikacyjnych kopalnych facji proglacialnych. Zaznaczyć należy wyraźnie, że są one tylko częścią warsztatu badawczego niezbędnego do wysnucia właściwych wniosków paleośrodowiskowych. Muszą one bo-

wiem być uzupełnione szczegółowymi analizami składu petrograficznego aluwii, gdyż jest to zasadniczy dowód na glacialną dostawę „świeżego” materiału klastycznego do dorzecza. Analogiczną rolę spełnia analiza obtoczenia kwarcowej frakcji piaszczystej.

DODATEK

PROCEDURA ANALIZY PALEOHYDRAULICZNEJ

Analiza paleohydrauliczna ma na celu ilościowe określenie cech dynamicznych ośrodka wodnego (parametrów hydraulicznych).

DANE WYJŚCIOWE

Mięszczość litofacji o strukturach przekątnych t [m].

Spadek koryta S [bezwymiarowy] — z terenowego pomiaru geodezyjnego zalegania ławic płaskorównoległych; wyliczony z profili gęsto zlokalizowanych wierceń; dla przypowierzchniowych kompleksów aluwialnych utożsamiany ze spadkiem powierzchni tarasowej.

Współczynnik oporu przepływu Manninga n [bezwymiarowy] — stosowany w analizie osadów piaszczystych, przyjęty z tab. 5.

Ziarnowy współczynnik oporu przepływu Stricklera n_s [bezwymiarowy] — stosowany w analizie osadów żwirowych, przyjęty z tab. 5.

Wielkość ziarna osadu d [mm]. W analizie osadów żwirowych stosowana jest miara MPS (ang. maximum particle size) — przeciętna wielkość 10 największych ziarn próby (pomiar pośredniej osi b).

Ciężar właściwy wody γ [$N m^{-3}$] — dla wód proglacialnych $\gamma = 9820$ (Boothroyd, Ashley 1975).

DANE OBLICZANE

Wysokość form dna (diun) i koryta (odsypów) h [m].

Głębokość przepływu D [m] — dla koryt roztokowych jest równa promieniowi hydraulicznemu R [m].

Prędkość przepływu V [$m s^{-1}$].

Liczba Froude'a Fr [bezwymiarowa] — określająca ustrój prądu.

Naprężenie ścinające przepływu na dno τ [$N m^{-2}$].

Moc jednostkowa przepływu ω [$N (ms)^{-1}$], tj. na jednostkę szerokości koryta — określająca poziom energetyczny strumienia.

STOSOWANE WZORY

Tok obliczeń paleohydraulicznych prowadzony jest dwiema drogami: jedna dotyczy osadów piaszczystych, druga — żwirowych (fig. 12). Poniżej podano zastosowane wzory. Po niektórych wzorach wypisane są jednostki wybranych miar, dotyczy to przypadków, gdy jednostki w danym wzorze odbiegają od przytoczonych w spisie danych wyjściowych i obliczanych, który zamieszczony jest powyżej.

$$n_s = 0,038 d^{0,17} d \text{ [m]} \text{ (Strickler 1923),} \quad (1)$$

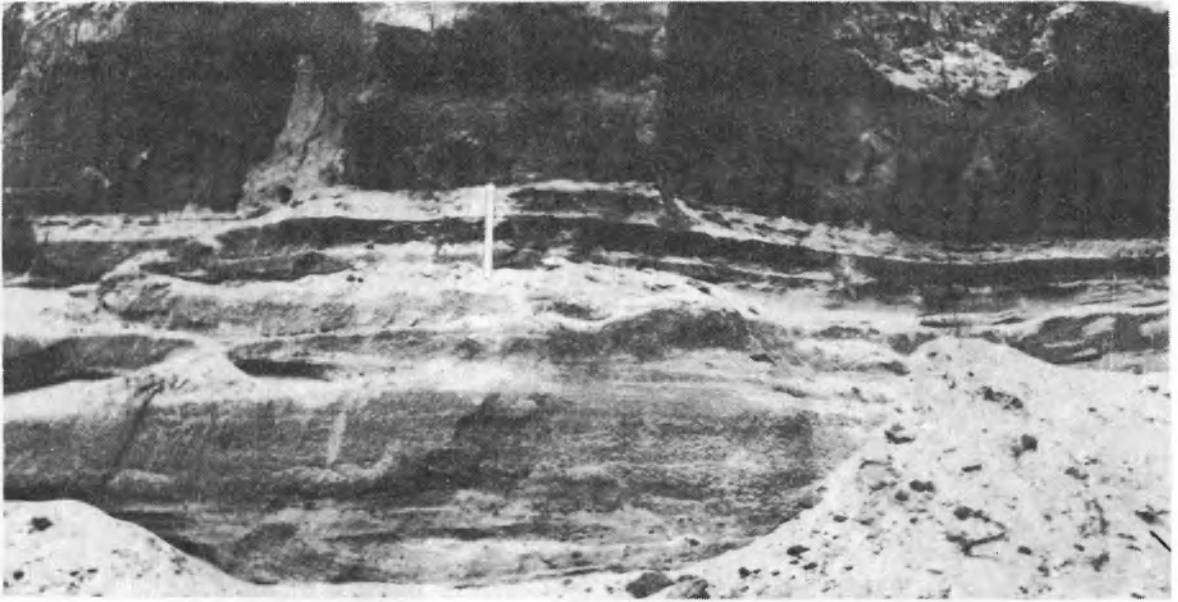
$$h_{dina} = 2 t_{rozmycia} \text{ rynnowego} \text{ (Simons, Richardson 1962),} \quad (2)$$

- $h_{diun} = 1,5 t_{rozmycia\ rynnowego}$ (Harms, Fahnestock 1965), (3) $Fr = V(g D)^{-0,5}$, (8)
- $\bar{D} \simeq 2 h_{diun}$ (Carey, Keller 1957; Simons, Richardson 1962; Harms i Fahnestock 1965), (4) $\omega = \tau V$, (9)
- $D = t_{zestawu\ tabularnego}$ (Friend, Moody-Stuart 1972; Klimek 1972; Eynon, Walker 1974), (5) $R = \gamma S \tau_{cr}^{-1}$, (10)
- $1,10 \leq D \leq 1,25$ $t_{zestawu\ tabularnego}$ (A. K. Teisseyre inf. ustna), (6) $\tau_{cr} = 0,0801 d_{7,5}$ dla $d > 5$ mm (Lane 1953), (11)
- $V = n^1 R^{0,67} S^{0,5}$, (7) $\tau_{cr} = 0,0774 d$ (Bogardi 1974), (12)
- $\tau_{cr}^{1,58} = d_{9,6}/18,28$ dla $d > 10$ mm (Carling 1983), (13)
- dla wzorów 11–13 τ_{cr} [kG m⁻²].
 Graficzne przedstawienie formuły Shieldsa – patrz np. Church i Gilbert (1975 – fig. 17b).

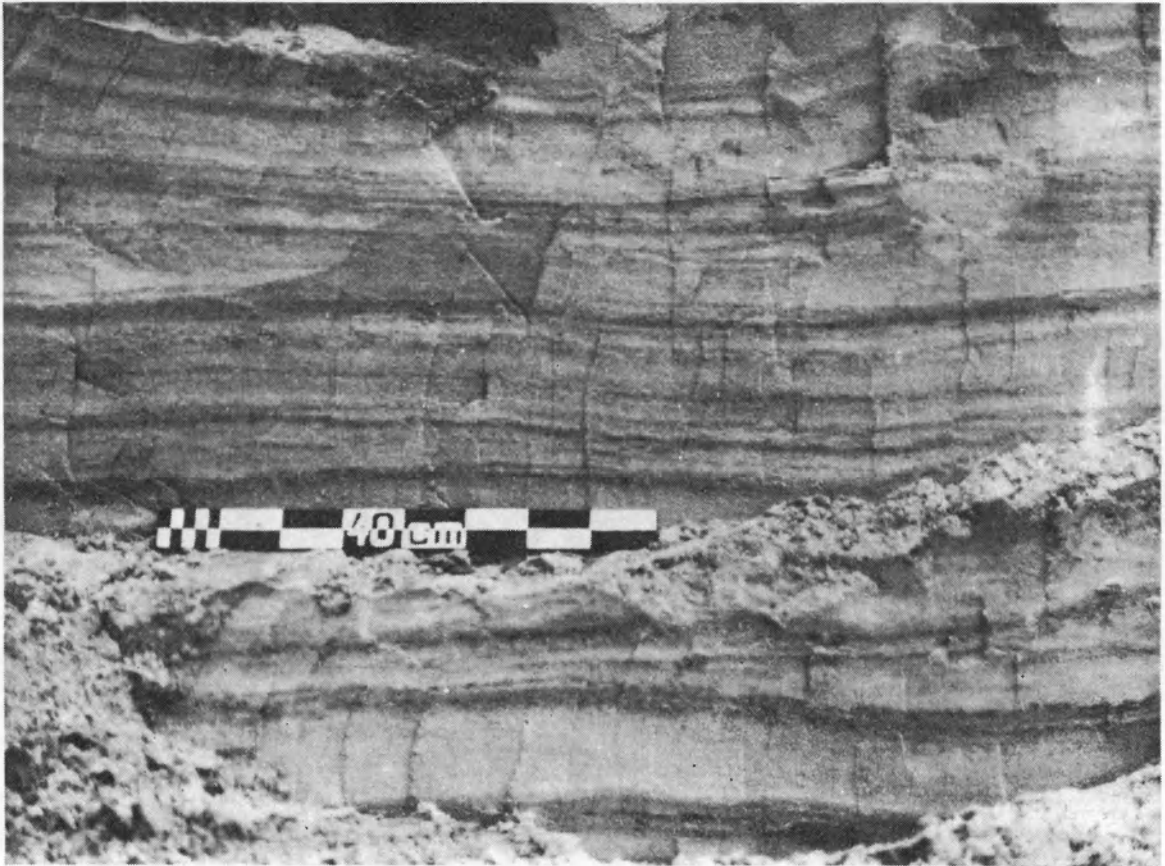
PLATES AND EXPLANATIONS

PLATE I – PLANSZA I

1. Maczki-Bór. Sandy alluvium (complex M_2) passes gradationally upward into clayey deposits of extraglacial valley lake (complex M_3). Scale is 50 cm
Maczki-Bór. Gradacyjne przejście od piaszczystych aluwiów kompleksu M_2 do ilastych osadów dolinnego zastoiska ekstraglacialnego (kompleks M_3). Skala 50 cm
2. Kuźnica Warężyńska. Association Sh – complex K_2 . Horizontally laminated sand and silty sand – sediment of alluvial fan deposited from upland to valley
Kuźnica Warężyńska. Zespół Sh – kompleks K_2 . Piaski i piaszki mułowe laminowane poziomo – osad stożka deluwialnego sedymentowanego z wyżyny do doliny rzecznej



1

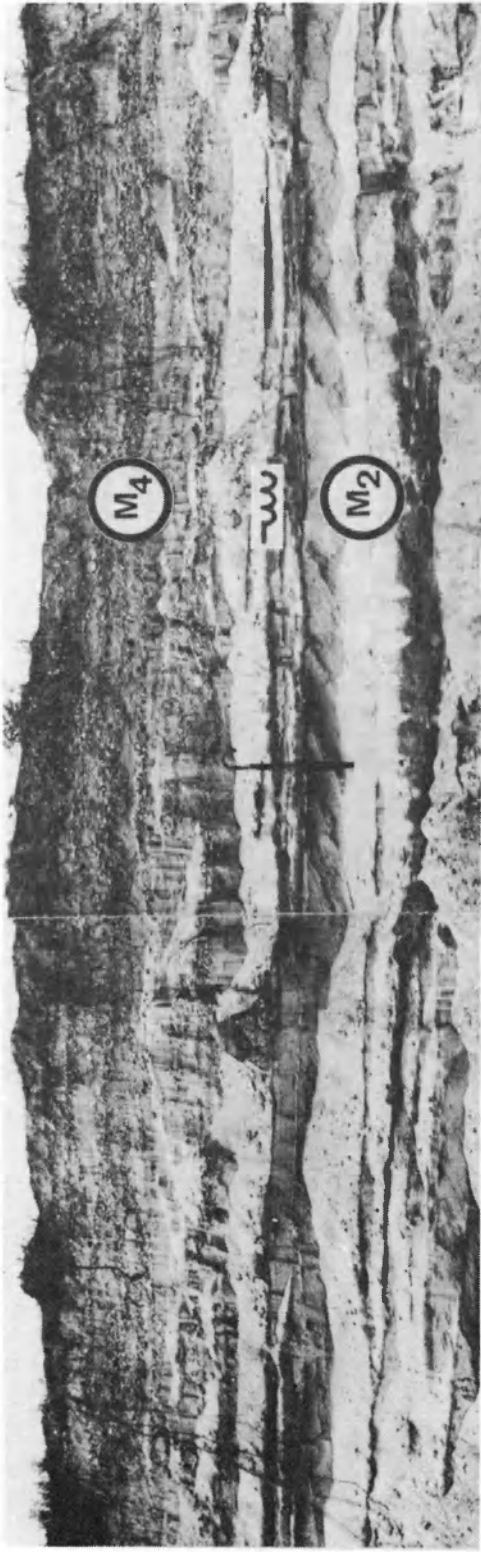


2

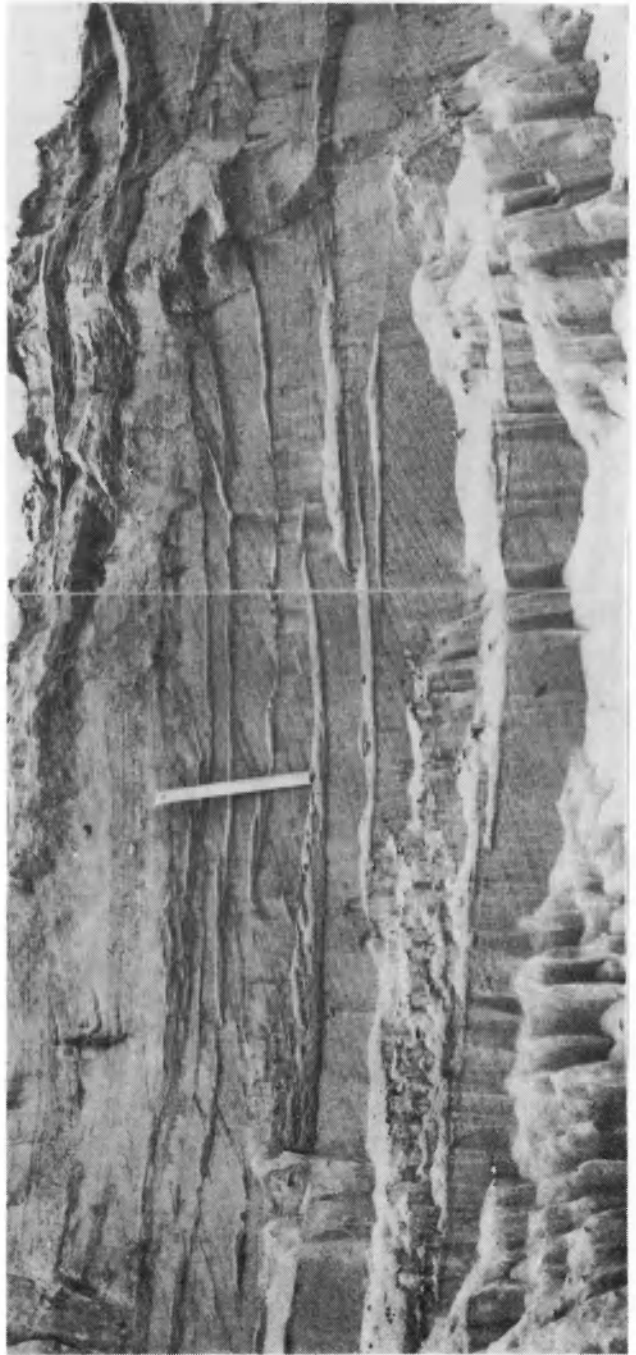
Tomasz ZIELIŃSKI – Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacialne Wyżyny Śląskiej – czynniki genetyczne i ich efekty sedymentologiczne

PLATE II – PLANSZA II

1. Maczki-Bór. The sands exhibit tabular cross-stratification and horizontal lamination in the base – association Sp , (St , Sh , Sr) – complex M_2 . Horizontally stratified sands and gravels above – association SGh – complex M_4 . Erosional contact (marked) identifies with the gap containing uppermost part of complex M_3 and whole complex M_3 .
Maczki-Bór. W dole piaski o przekątnym warstwowaniu tabularnym i laminacji poziomej – zespół Sp , (St , Sh , Sr) – kompleks M_2 . Wyżej piaski i żwiry warstwowane poziomo – zespół SGh – kompleks M_4 . Zaznaczona powierzchnia erozyjna pokrywa się z luką obejmującą tu stropową część kompleksu M_2 i cały kompleks M_3 .
2. Maczki-Bór. Association Sp – complex M_5 . Sandy coset of tabular cross stratification is an effect of transverse bar accretion in braided channel. Scale is 50 cm
Maczki-Bór. Zespół Sp – kompleks M_5 . Piaszczysty wielozestaw przekątnego warstwowania tabularnego to efekt przyrostu odsypów poprzecznych w korycie roztokowym. Skala 50 cm



1

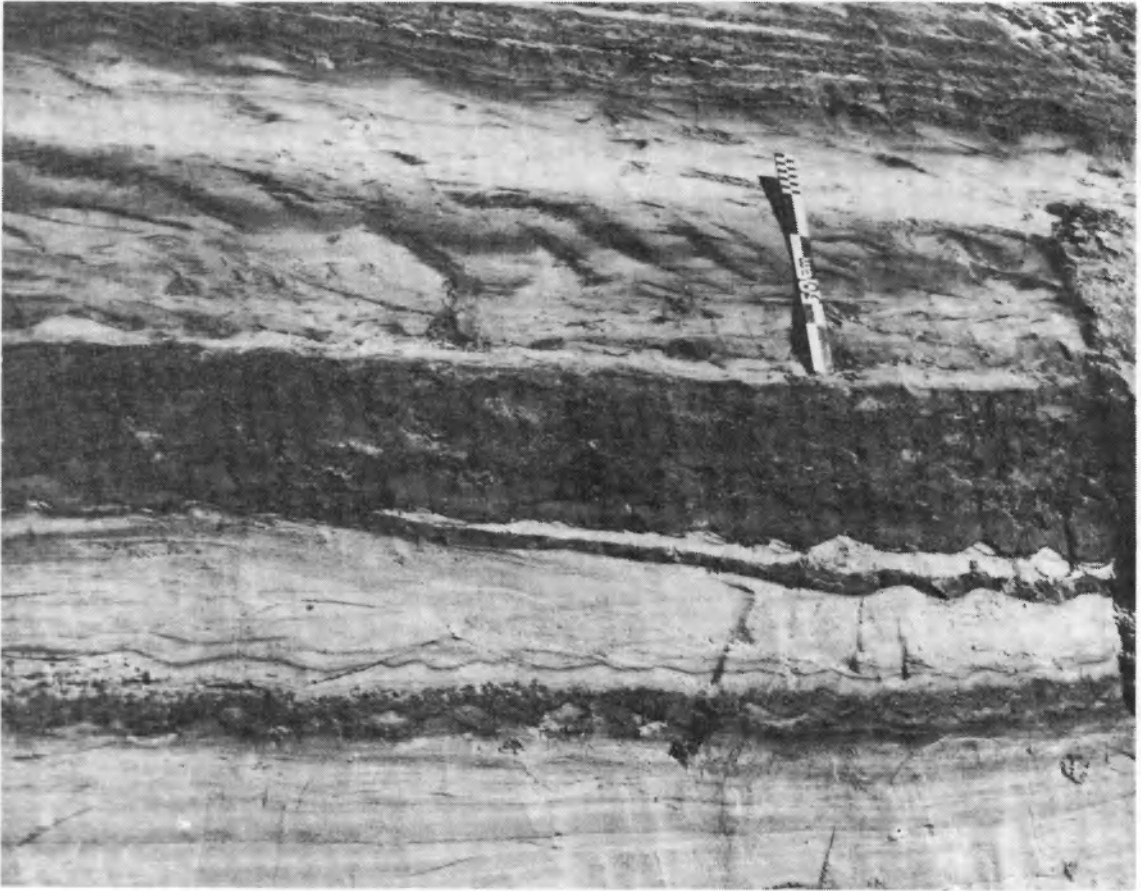


2

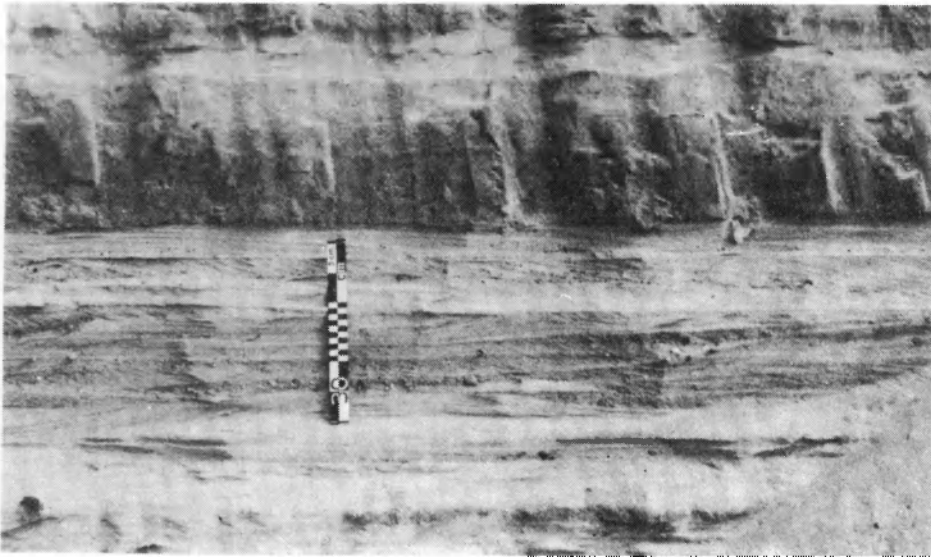
Tomasz ZIELIŃSKI – Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacljalne Wyżyny Śląskiej – czynniki genetyczne i ich efekty s:dym:ntologiczne

PLATE III – PLANSZA III

1. Maczki-Bór. Association *SFr* – complex M_3 . Repetitiously interbedded sands and muds derived from near-shore subenvironment of extraglacial valley lake
Maczki-Bór. Zespół *SFr* – kompleks M_3 . Naprzemianległe ławice piaszczyste i ilaste powstały w przybrzeżnym subsrodowisku dolinnego zbiornika ekstraglacialnego
2. Kuźnica Warężyńska. Association *Sh, Sl, Sp* – complex K_1 . Sediments of proximal alluvial plain. Horizontally laminated and tabular cross-stratified sands – the deposits of flood-stage overflow. Silty-sand bed is an effect of suspension settlement in flood basin
Kuźnica Warężyńska. Zespół *Sh, Sl, Sp* – kompleks K_1 . Osady przykorytovej równi zalewowej. Piaski laminowane poziomo i przekątnie tabularnie to osad wód wezbraniowych występujących z koryta. Wyżejległa ławica mułowo-piaszczysta powstała w efekcie zawieszinowej depozycji ze stagnujących wód zalewowych.



1

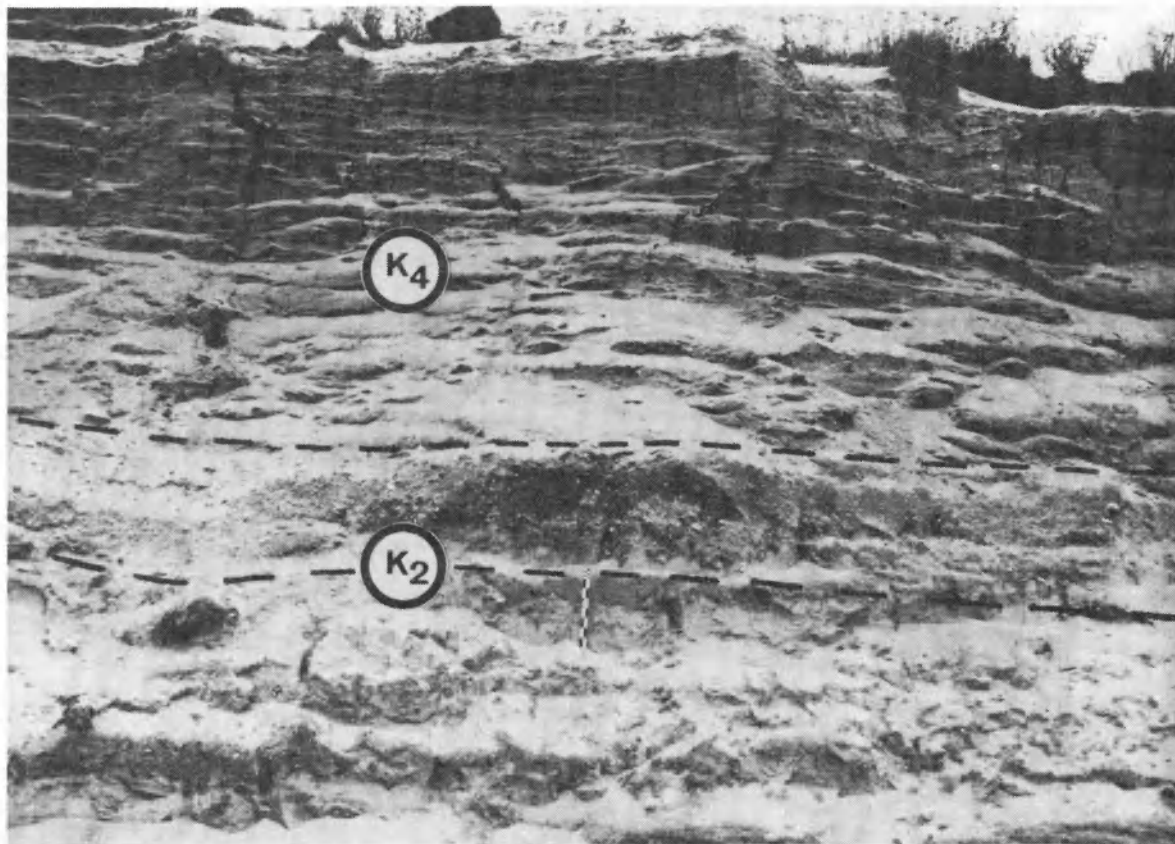


2

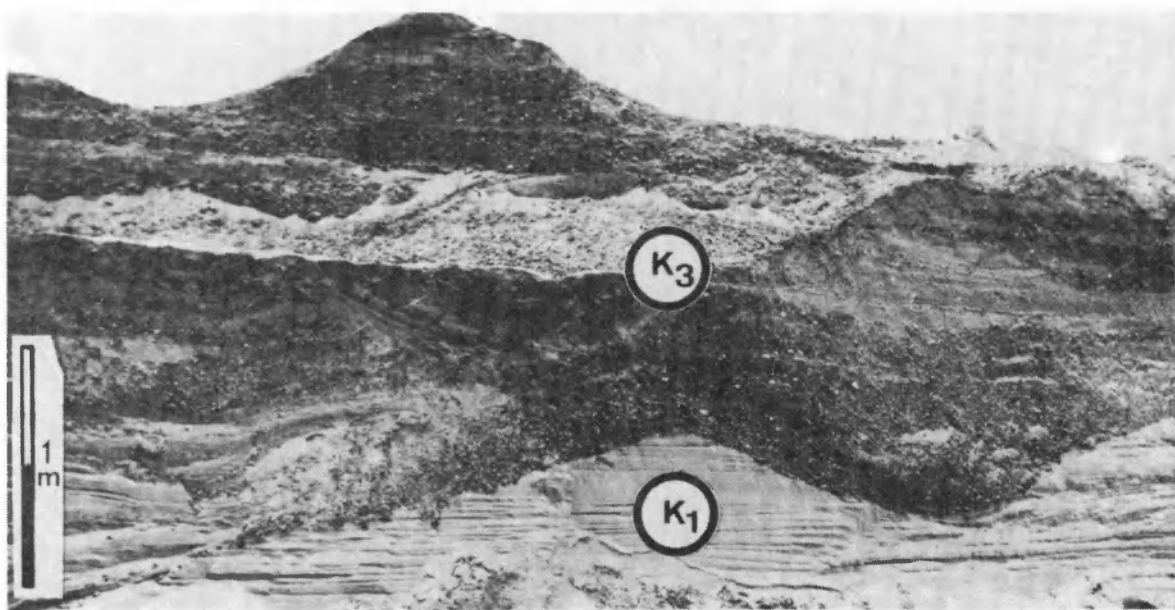
Tomasz ZIELIŃSKI – Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacialne Wyżyny Śląskiej – czynniki genetyczne i ich efekty sedymentologiczne

PLATE IV – PLANSZA IV

1. Kuźnica Warężyńska. Two-part, sandy-gravelly complex K_2 in the base (sediments of alluvial fan deposited in the marginal part of valley). The complex K_4 in the top – alluvium of meandering river Kuźnica Warężyńska.
W dole dwuczłonowy, piaszczysto-żwirowy kompleks K_2 (osad bocznego stożka deluwialnego akumulowanego z wyżyny do obniżenia dolinnego). W górze kompleks K_4 – piaszczyste osady korytowe rzeki
2. Kuźnica Warężyńska. Erosional contact of sandy complex K_1 (proglacial channel facies) and gravelly complex K_3 (coarse-grained alluvium of high-energy river)
Kuźnica Warężyńska. Kontakt erozyjny piaszczystych osadów proglacialnych (kompleks K_1) i żwirowych aluwiów wysokoenergetycznej rzeki (kompleks K_3)



1

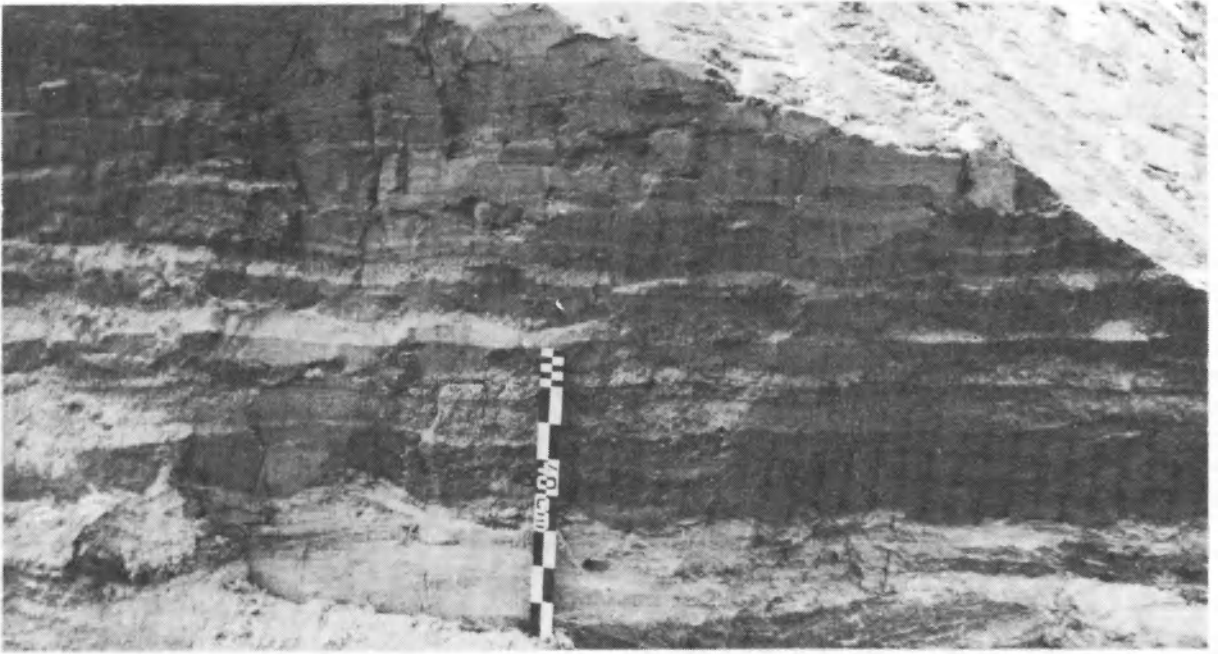


2

Tomasz ZIELIŃSKI – Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacljalne Wyżyny Śląskiej – czynniki genetyczne i ich efekty s;dym;ntologiczne

PLATE V – PLANSZA V

1. Kuźnica Warężyńska. Association *Fh, Sh* – complex K_3 . Overbank facies. Sandy intercalations within silts originated from short-lived flows in flood basin subenvironment
Kuźnica Warężyńska. Zespół *Fh, Sh* – kompleks K_3 . Aluwia pozakorytowe. Warstwy piaszczyste, występujące wśród mułów, znaczą krótkotrwałe okresy prądowania w obrębie zbiornika zalewowego
2. Kuźnica Warężyńska. Complex K_3 . Contact of overbank silts (association *Fh, Sh*) and channel sands (association *Sr, Sp*)
Kuźnica Warężyńska. Kompleks K_3 . Kontakt mułów pozakorytowych (zespół *Fh, Sh*) oraz piasków korytowych (zespół *Sr, Sp*)



1



2

Tomasz ZIELIŃSKI – Proglacial valley facies of the Silesian Upland – genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacialne Wyżyny Śląskiej – czynniki genetyczne i ich efekty sedymentologiczne

PLATE VI – PLANSZA VI

1. Kuźnica Warężyńska. Association *St, Sh, Sl, Gm* – complex K_1 . Sheet bed is made up of massive sandy gravels. Depositional effect of high-energy flood stage in proglacial braided channel
Kuźnica Warężyńska. Zespół *St, Sh, Sl, Gm* – Kompleks K_1 . Żwirowo-piaszczysta ławica płaskorównoległa o strukturze masywnej – efekt wysokoenergetycznego wezbrania w roztokowym korycie proglacialnym
2. Maczki-Bór. Association *St, (Sp, Sl)* – complex M_2 . Trough cross-stratified lithofacies of large scale were formed in subenvironment of deep channel
Maczki-Bór. Zespół *St, (Sp, Sl)* – kompleks M_2 . Przekątne zestawy rynnowe wielkiej skali powstały w subsrodowisku głębokiego koryta



1



2

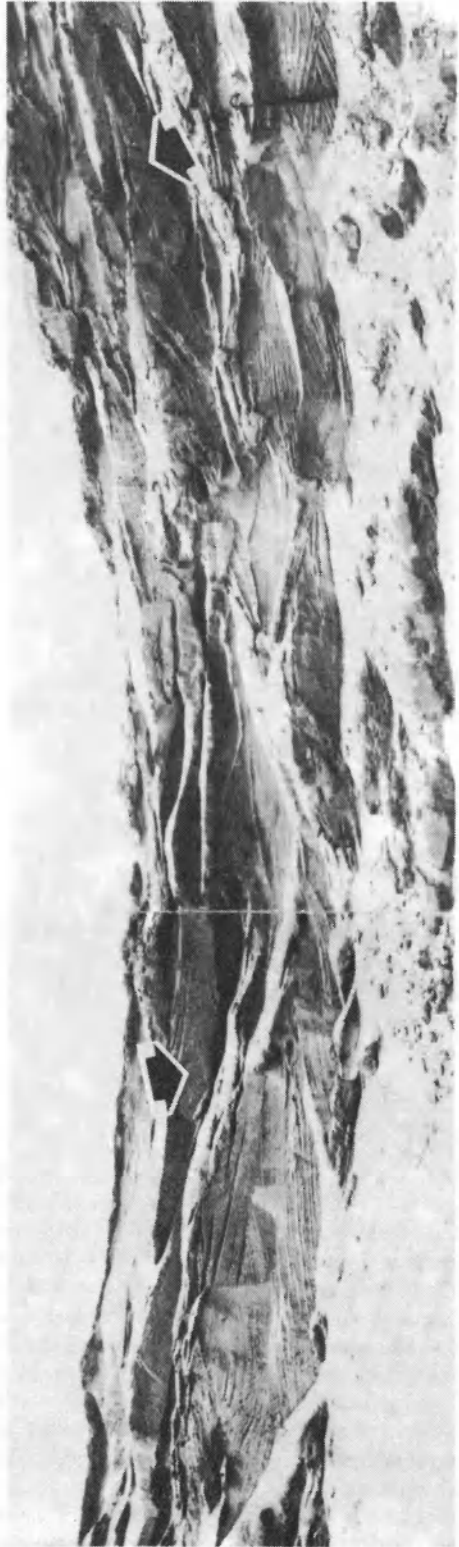
Tomasz ZIELIŃSKI - Proglacial valley facies of the Silesian Upland - genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacjalne Wyżyny Śląskiej - czynniki genetyczne i ich efekty sedymentologiczne

PLATE VII – PLANSZA VII

1. Maczki-Bór. Association *St*, (*Sp*, *Sl*) – complex M_2 . Erosional troughs filled by silts (arrowed) exist among cross-stratified sands. Scale is 30 cm
Maczki-Bór. Zespół *St*, (*Sp*, *Sl*) – kompleks M_2 . Wśród piaszczystych osadów warstwowanych przekątnie występują rynnowe rozmycia wypełnione mułami (strzałki). Skala 30 cm
2. Maczki-Bór. Association *St*, (*Sp*, *Sl*) – complex M_2 . Channel sands are characterized by trough cross-stratification of large scale. The arrows point out erosional troughs filled by silts and fine-grained silty sands
Maczki-Bór. Zespół *St*, (*Sp*, *Sl*) – kompleks M_2 . Piaszczyste osady korytowe wykształcone są w formie przekątnych warstwowań rynnowych wielkiej skali. Wśród nich, wskazane strzałkami, struktury rynnowe wypełnione mułami i drobnoziarnistymi piaskami mułowymi



1



2

Tomasz ZIELIŃSKI — Proglacial valley facies of the Silesian Upland — genetic factors and their sedimentological effects
Dolinne facje proglacljalne Wyżyny Śląskiej — czynniki genetyczne i ich efekty s:dymantologiczne