

Krzysztof BRODZIKOWSKI, Jerzy CEGŁA

KINK FOLDING IN UNCONSOLIDATED QUATERNARY SEDIMENTS

(Pl. I—IV and 9 Figs.)

*Fałdowanie kolankowe w nieskonsolidowanych osadach
czwartorzędowych*

(Pl. I—IV i 9 fig.)

Krzysztof Brodzikowski, Jerzy Cegła: Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 51—1/2: 63—82, 1981 Kraków.

Abstract: Four genetic types of kink folds were distinguished, and their metasedimentary and early diagenetic genesis was ascertained. Kink folds in unconsolidated sediments owe their origin to viscous-plastic flow.

Key words: kink folds, criogenic, metasedimentary and glaciectonic deformations, viscous-plastic flow, Quaternary.

Krzysztof Brodzikowski: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Zakład Geologii Stosowanej, ul. Uniwersytecka 19/20, 50-145 Wrocław.
Jerzy Cegła: Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław.

manuscript received: December, 1979

accepted: April, 1980

Treść: Stwierdzono metasedymencyjną i wczesnodiagenetyczną genezę opisywanych deformacji. Wydzielono cztery typy genetyczne fałdów kolankowych. Fałdy kolankowe utworzone zostały przez lepkoplastyczne płynięcie nieskonsolidowanego osadu.

INTRODUCTION

Kink folds are characteristic of densely bedded rocks (Paterson, Weiss 1968). Their development is determined primarily by the degree of anisotropy of the medium and the ability of slip displacements along the planes of foliation (Ghosh 1968), but the angle between the planes of anisotropy and the axis of compression (Cobbold et al. 1971, Dewey 1965, Donath 1968) as well as the confining pressure (Paterson, Weiss

1962, 1966, 1968; Weiss 1968) also play a significant role in their formation. In view of the possibility of formation of kink folds by way of transformation of the originally different structures, the geometry of foliation seems to be important as well (Jaroszewski 1974). Kink folds frequently owe their origin to monoclinical flexuring (Johnson, Ellen 1974; Johnson, Honea 1975; Reches, Johnson 1976). The most commonly presented examples of the structures in question originate from siltstones, clays and metamorphic schists.

There are very few papers dealing with the occurrence of kink folds in unconsolidated sediments. A few examples of these structures, yet referred to under different names, can be found in some papers concerning the glacitectonics (Chrzanowski, Kotowski 1977). They have been observed also as features accompanying other structures (Kowalczyk 1974; Van Loon, Wiggers 1975, 1976; McKee, Bigarella 1972)¹.

CHARACTERISTICS AND STRUCTURAL INTERPRETATION OF KINK FOLDS

Structural studies of the Quaternary sediments of Lower Silesia involved the analysis of a large number of kink folds formed in sands, silts and sandy clays. The folds in question occur in zones of meta-

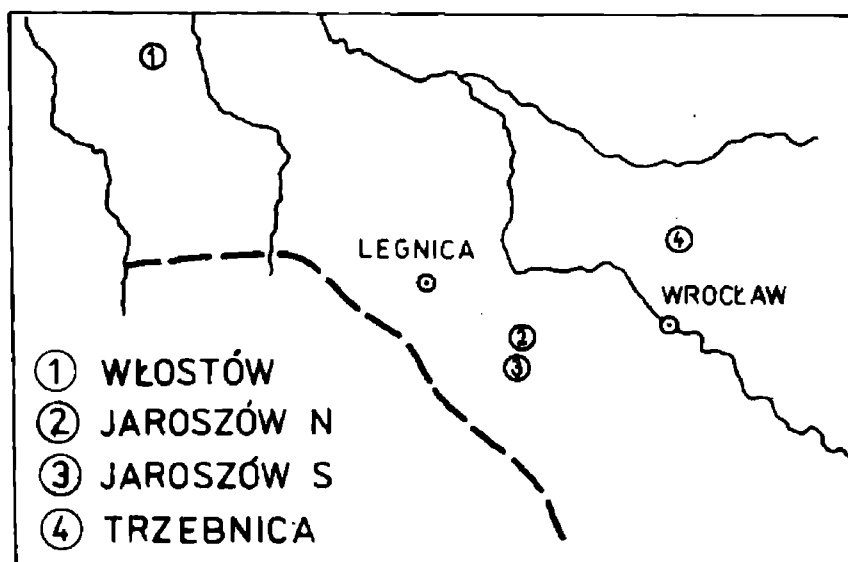


Fig. 1. Diagrammatic location of outcrops with kink folds in the Lower Silesian Quaternary sediments

Fig. 1. Schematyczna lokalizacja stanowisk obserwacyjnych fałdów kolankowych w osadach czwartorzędu dolnośląskiego

¹ The authors do not take into account in this paper the microstructures accompanying the linear shear zones in clays, described by Tchalenko (1968, *Tectonophysics*, vol. 6 no. 2).

sedimentary, cryogenic and early — diagenetic disturbances. Sometimes they also accompany zones of glactectonic disturbances (Fig. 1). As a result of the our studies, four groups of kink folds, formed under some — what different conditions, have been distinguished.

Group I

A nearly 5-m section of sediments representing a glacial limnic depositional environment of the Odra (Drenthe) stage of the Middle — Polish Glaciation (Brodzikowski 1979) was investigated in an outcrop at Włostów (Wysoczyzna Żarska — Fig. 1). The sediments consist of three layers (parts). The bottom part (A) is made up of sands with an admixture of silts, the middle part (B) consists of silty — clayey, locally sandy, sediment with distinct lamination, whereas in the upper part (C) fine — grained sandy sediment prevails, locally laminated with silts. All these sediments are intensely disturbed. Two basic generations of deformation structures have been distinguished: an older generation metasedimentary deformations (present mainly in the layer C), and a younger one of early-diagenetic deformations² (comprising the whole section). The younger generation is represented by a set of disjunctive structures cutting the layers C and B, single kink folds occurring only in the layer B, and by disharmonic flow folds found in the layer A (Fig. 2).

Kink folds from the layer B belong to the group of normal, high-angle structures³ ($\alpha \approx 65^\circ$). They all represent dextral structures of triclinic symmetry. The width of the kink zone "L" acc. to Fyson, 1968 varies from 4 to 7 cm whereas the thickness of the kinked layer is 50—70 cm, which makes up about 2/3 of the B layer thickness (Pl. I, Fig. 1). The kink zones are located in the arcs of anticlinal flexuring of the layer B. These flexures presumably formed in early stages of the melting of ice in the basement, this hypothesis being corroborated by their relation to the two generations of deformation structures (Fig. 2).

The development of the kink folds was presumably synchronous with the formation of the whole younger system of disturbances. After the general tectonic pattern of the section studied was formed (undulation of the layer B), the sediment was subject to partial surface dewatering due to the partially melting of ice in the basement. The layer B, made up of cohesive sediments, was a filtration screen for gravitational water.

² Early-diagenetic processes operate in a sediment from the moment of its deposition to the time of complete consolidation. Their development involves compaction, drying up and filtration phenomena. Early-diagenetic processes give rise to a variety of deformation structures.

³ The criterion of the value of α (between σ_1 and the surface of foliation) was introduced by Dewey (1965). According to this author, high-angle structures are folds in which α is greater than 60° .

As a result of earlier undulation, the moisture content in its top part varied from place to place and gravitational water accumulated in synclines. Layer A owing to its direct contact with the melting ice, A was saturated with water, and could undergo complete liquefaction. Due to the high lability of the layer A caused, among other factors, by the varying rate of ice melting (cf. Dostovalov, Kudriavcev 1967; Young,

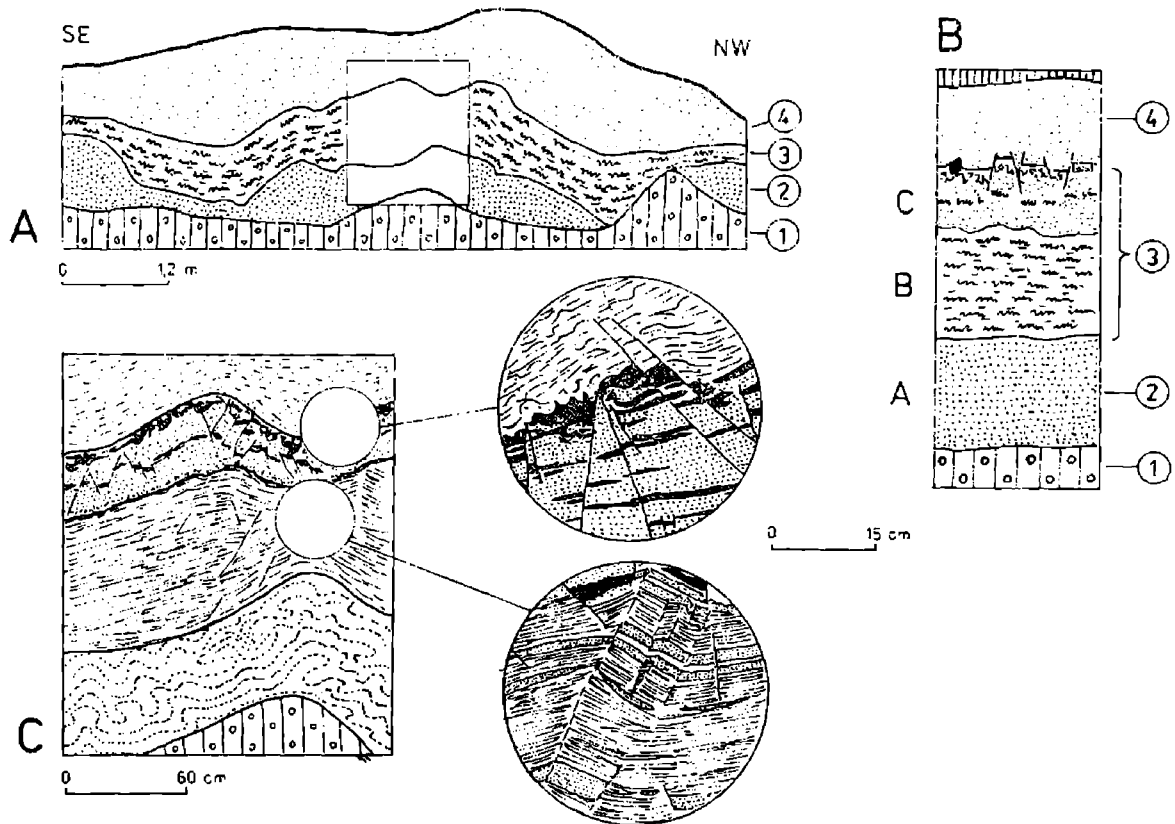


Fig. 2. Geological setting of the Włostów outcrop. A — Geological structure of the scarp, 1 — glacial till, 2 — fine-grained sandy sediment with silt admixture, 3 — silty-clayey sediment of the marginal lake, sandy in the top, 4 — fluvioglacial sands, locally silts; B — synthetic profile of sediments (A, B, C — symbols of layers used in the paper), C — Geological setting of layers used in the paper, C — Geological setting of deformation structures

Fig. 2. Sytuacja geologiczna odsłonięcia Włostów: A — budowa geologiczna skarp, 1 — gliny glacialne, 2 — osad drobnopiaszczysty z domieszką mułku, 3 — osad zastoiskowy, mułkowo-ilasty, w stropie zapiaszczony, 4 — piaski fluwioglacialne, lokalnie mułki; B — Syntetyczny profil osadów (A, B, C symbole warstw stosowane w opisie), C — Sytuacja geologiczna obserwowanych struktur deformacyjnych

Warkentin 1975), the overlying sediments were subject to gravitational displacement which were responsible for the formation of a dense net of shear zones showing the normal arrangement. Depending on the type of sediment, the water content and the pre-existing deformations, the shear zones developed either as normal faults or kink zones. The nature of earlydiagenetic processes (ice melting, compaction, etc.) was such that the upper parts of the profile, mainly the layer C and the top part of the

layer B, were subject to a slight tension which seems to have been responsible for the propagation of fractures and faults from the top part of the profile downwards. An obvious regularity has been observed in the location of kink zones in the layer B. It has been found that they occur, at points where bundles of fissures in the layer C coincide with axes of anticlinal bends (Fig. 3). In consequence, a continuation of

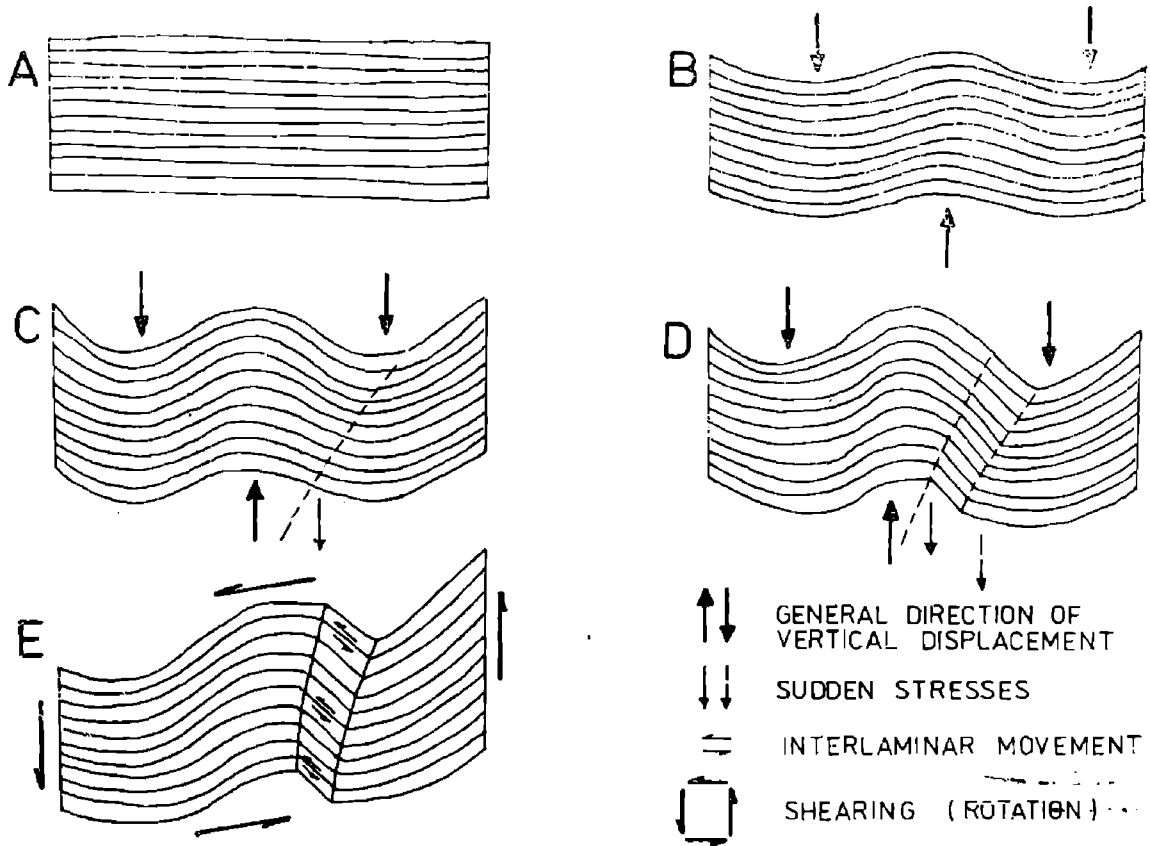


Fig. 3. Hypothetical cycle of development of kink folds of the group I
 Fig. 3. Przypuszczalny schemat rozwoju fałdów kolankowych grupy I

a dislocation zone from the layer C into the underlying layer through the kink zone of a kink folds is visible. The above facts testify to the synchronous development of kink folds and the normal fault net and allow to include these two groups of structures into the younger generation of deformations.

Group II.

Near Jaroszów (Fig. 1 — outcrop S) deformation structures occur in glacial sediments of the younger stage of the South-Polish Glaciation. The sediments in question consists of two complexes. The lower one is represented by glacial till. The upper complex, is made up of sediments of the deglaciation period. They are represented by coarse- and medium-grained fluvioglacial sands showing trough cross-bedding (layer A), laminated sands and muds developed in overbank facies, testifying to

the existence of local ice-damm lakes (layer B), and medium-grained sands showing wedged-shaped sets of cross-lamination (upper layer C) Brodzikowski 1979; Brodzikowski, Van Loon 1979).

Two generations of deformation structures have been distinguished. The older generation forms large-scale metasedimentary disturbances (load structures with an amplitude up to 30 m) accompanied by a rich assemblage of small continuous and disjunctive structures. To the

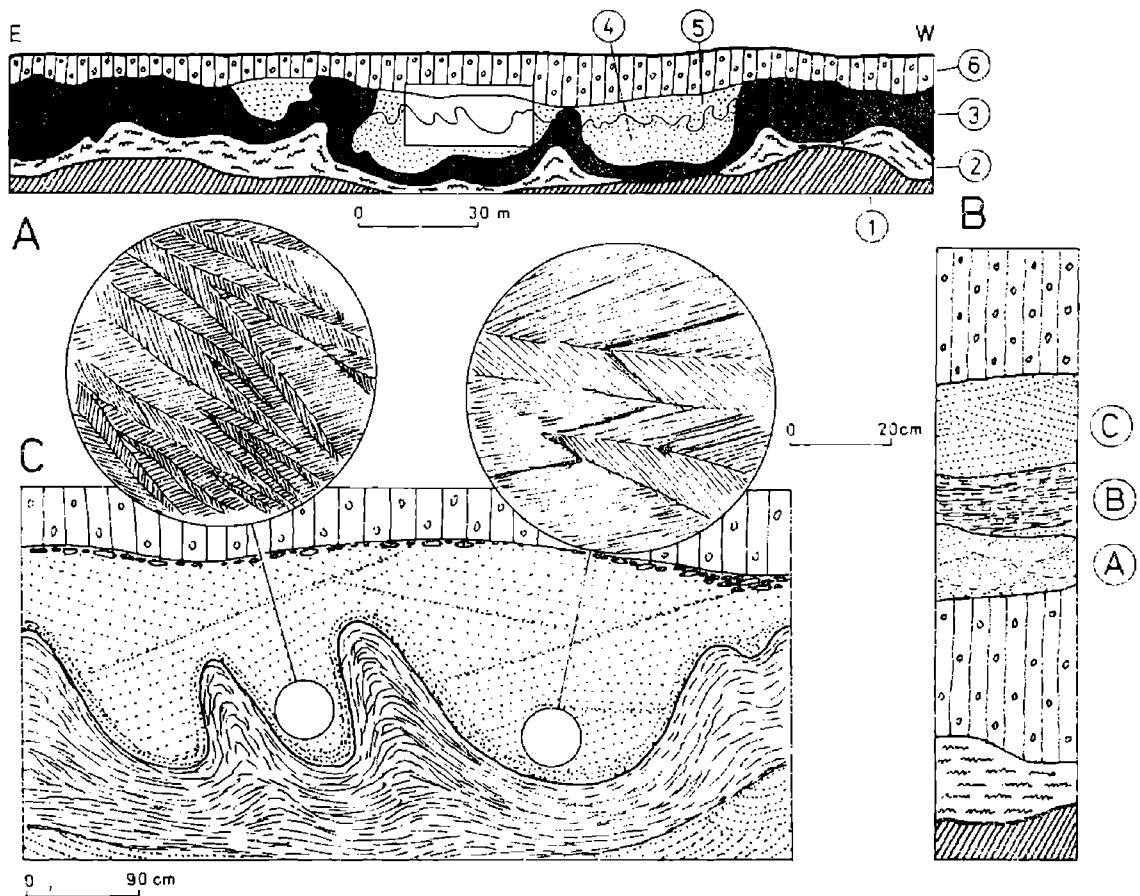


Fig. 4. Geological setting of the S Jaroszów outcrop. A — Geological structure of the scarp, 1 — Tertiary clays, 2 — marginal dammed lake silts, 3 — lower glacial till, 4 — fluviglacial sediments of the marginal lake, 5 — coarse grained fluviglacial sediments, 6 — upper glacial till; B — Synthetic profile of sediments, (A, B, C — symbols of layers described in the paper), C — Geological setting of kink folds

Fig. 4. Sytuacja geologiczna odsłonięcia Jaroszów S: — A — budowa geologiczna skarpy, 1 — iły trzeciorzędowe, 2 — mułki zastoiskowe, 3 — gliny glacialne dolne, 4 — osady fluwioglacialne zastoiskowe, 5 — osady fluwioglacialne grubofrakcyjne, 6 — gliny glacialne górne; B — syntetyczny profil osadów (A, B, C symbole warstw stosowane w opisie), C — sytuacja geologiczna obserwowanych fałdów kolankowych

younger generation belong earlydiagenetic deformations represented mainly by faults and fissures. Inside the largest (first order) load casts, on the contact between the layers B and C, well-developed load structures of the second order with amplitudes not more than 1 m have been

noted. A complex of kink folds has been found to occur in the cores of second-order load structures (Fig. 4; Pl. I, Fig. 2; Pl. II, Fig. 1). These are monoclinal, sinistral kink folds of triclinic symmetry, representing the group of reversed structures⁴. The value of α varying in the range of 35—40° places them in the group of low-angle folds (acc. to Dewey's criterion, 1965). The width "L" of kink zones varies from 2 to 5 cm whilst the length of kink savaresses 50—70 cm.

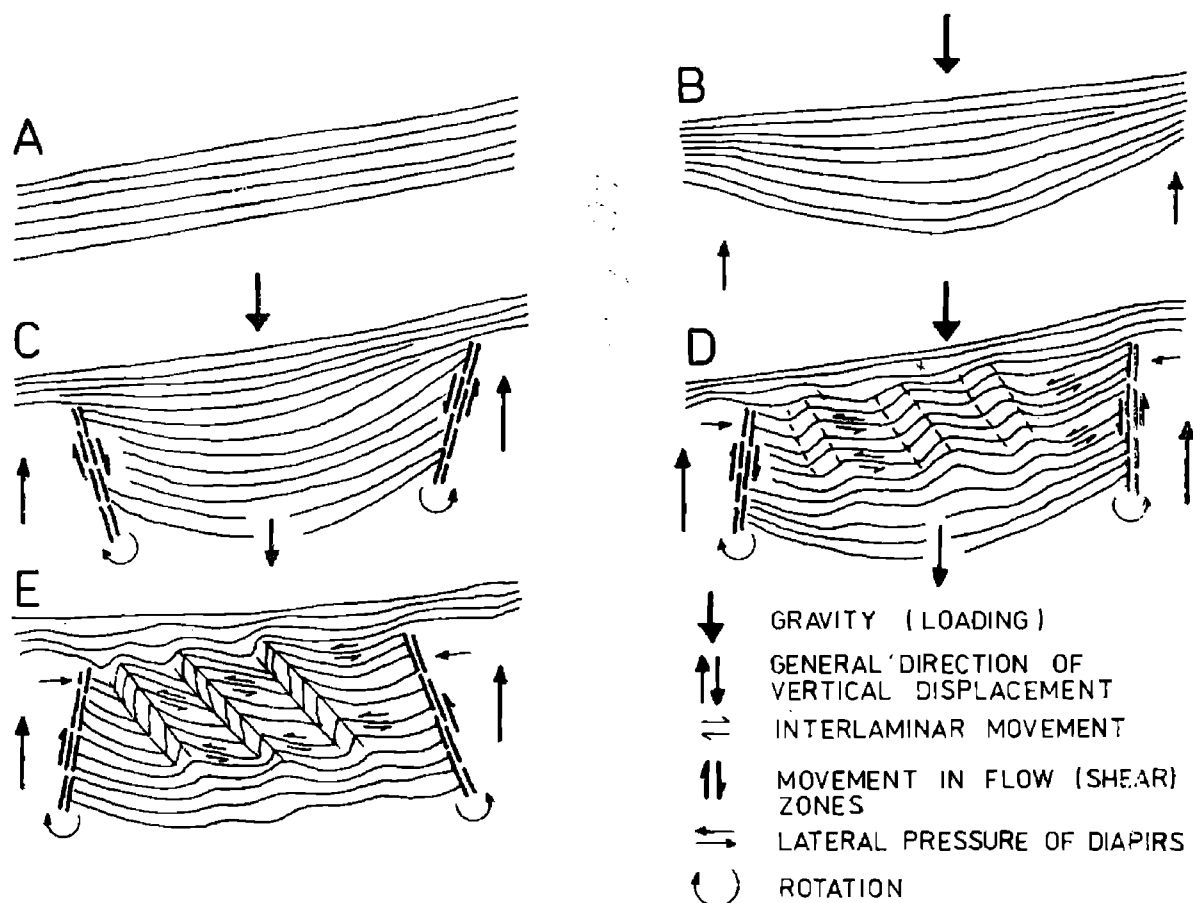


Fig. 5. Hypothetical cycle of development of kink folds of the group II
 Fig. 5. Przypuszczalny schemat rozwoju fałdów kolankowych grupy II

Earlier studies (Brodzikowski — in press) have revealed that the first and second order load structures, formed simultaneously. Thus the kink folds occurring inside the second order load structures are to be included in the same generation of disturbances (cf. Brodzikowski, Van Loon 1979).

The development of the kink folds was initiated as soon as the process of loading began. It is interesting to note that inside the load casts the sedimentary structures remain virtually undisturbed, the deformations being confined to a thin (5—10 cm) near-contact layer only. This fact suggests that the near-contact zone presumably due to satura-

⁴ Dextral (right-sided) and sinistral (left-sided) are used to define the turn of movement along the kink plane of a kink fold, assuming that the fold axis is inclined from the observer.

tion with water, was more readily deformed than the overlying sediment. The material of layer B was squeezed off around the load casts which were subject to horizontal compression, at an angle to the bedding planes. Simultaneously the pore water pressure increased at points of synclinal bends of the impermeable top of the layer B. The above agents created favourable conditions for the location⁵ of initial shear zones inclined at an angle of about 50° to the bedding planes. The proceeding loading, prevented most likely the formation of faults in the initial shear zones, replacing them by kinks (with strike) concordant with the strike of these zones. This was caused by the rotation of foliation (bedding) relative to the axis of the maximum main stress. Further loading brought about the progress of rotation and was responsible not only for the reversal of the originally normal kink zones but also for the flexuring of kink surfaces. This flexuring resulted in the zonal decrease in the value of α (Fig. 5).

Group III.

A different group of kink folds has been encountered within the discussed complex of large-scale metasedimentary disturbances near Jarosów (Fig. 1, outcrop N). These structures occur in the layer B of the upper complex, (cf. Fig. 4). In the N outcrop this layer is developed as fine-grained sands with an admixture of silts (sporadically of coarser grains), laminated by silts. The kink folds in question occur in the marginal parts of first order load structures (Fig. 6). The majority of folds is monoclinical, dextral, of triclinic symmetry. The folds are generally reversed, with the values of α ranging from 30—35°. The width of the kink zone "L" is 2—4 cm, the length of kinks varying from 30 to 70 cm. The few sinistral folds are of the high-angle type ($\alpha \approx 80^\circ$). Their characteristic feature is that the kink zone width "L" is twice to three times greater while its length is on the average smaller by a half than in the dextral folds. The latter feature prevents them from forming conjugations with dextral folds.

The development of folds was in intimate connection with the process of metasedimentary deformations. During the slow loading, sediments of the layer B were subject to gravitational flow towards the synclinal bend of the load cast proceeding along the flanks of upheaved diapirs made up of glacial till of the lower complex. The flow proceeded under the sedimentary cover and could have been assisted by drag on the contact of media, which can be inferred from

⁵ The location of initial shear zones is understood to mean the linear accumulation of strain energy with the run corresponding with the axis of shear stress. In reality, the position of shear zones deviates somewhat from the theoretical initial zone due to the anisotropy of sedimentary layers (the existing structural planes).

the flexures and folds in the overlying layers. The layer B was displaced by way of slip on the contact with the underlying tills and by intra-formational slips developing along silt laminae. However, in view of the inconsiderable number of decollement-like microstructures of thrust faults within the silt laminae, the movement of the whole layer was

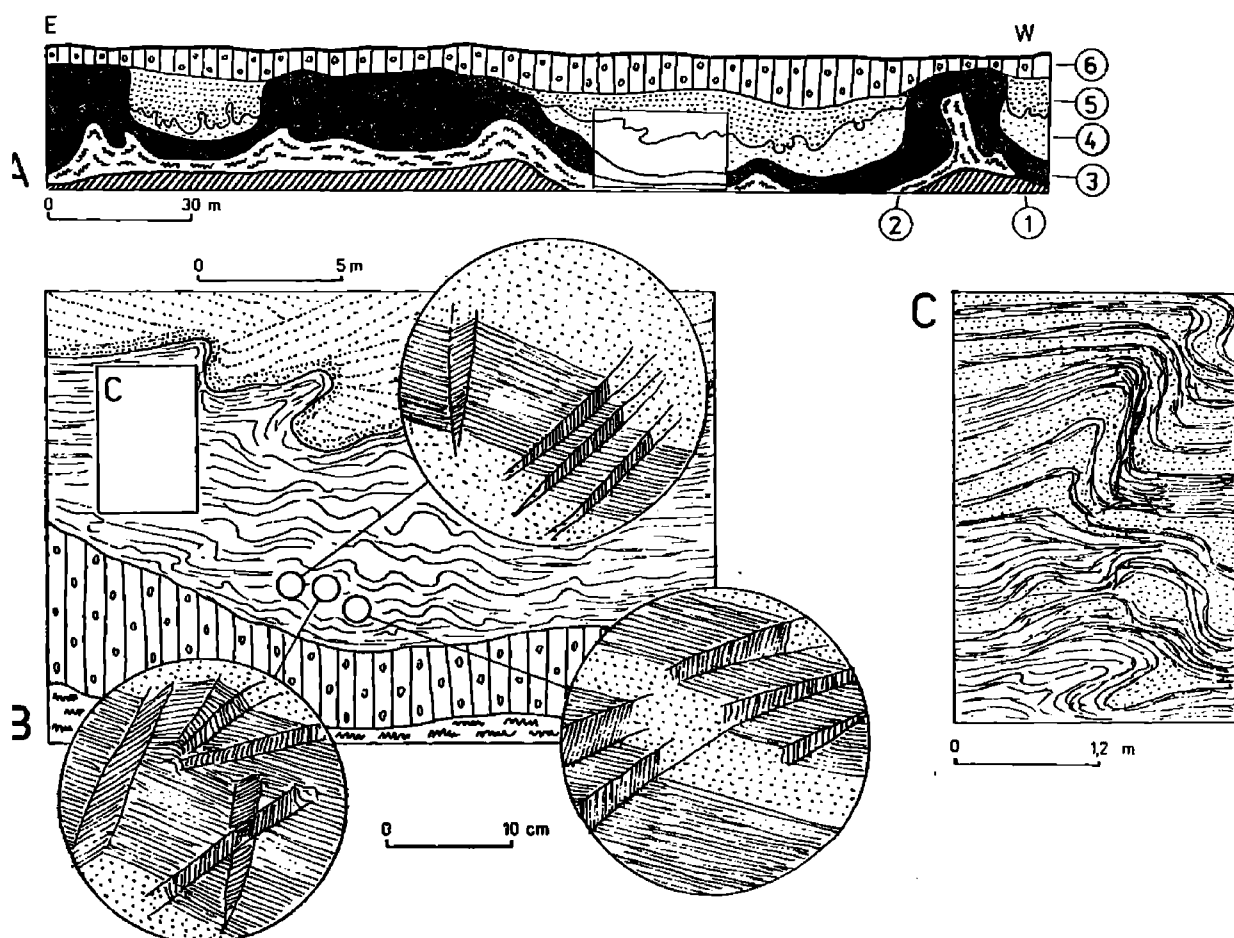


Fig. 6. Geological setting of the N Jarosów outcrop (explanations as in Fig. 4).
 A — Geological structure of the scarp, B — Geological setting of kink folds,
 C — An example of accompanying structures

Fig. 6. Sytuacja geologiczna odsłonięcia Jarosów N (opis przy Fig. 4) — A — budowa geologiczna skarpy, (opis przy fig. 4), B — sytuacja geologiczna obserwowanych fałdów kolankowych, C — przykład struktur towarzyszących

most likely determined by the slip on the contact with the till. As a result, buckling took place in the bottom parts of the layer B, which were at the same time nearest to the load cast bend. There formed fine buckle folds modified by drag, with an amplitude up to 10 cm inside the layer and somewhat greater (up to 60 cm) on its contact with the overlying layer C (Fig. 6). The buckling developed presumably in the final stages of loading. This is evidenced by the location of buckle folds close to the load cast bend, as well as by local undulations following the course of fine buckles, which were noted on the contact of the layer B with the till of the lower complex.

In the process of buckling, bend decollements were formed on the contacts of silt and silt-sandy laminae. From that point on, early diagenetic processes alone, mainly compaction, were responsible for the further development of the structures in question. The rate of subsidence of the decollement zones was more rapid than that of the surroundings. Due to this, the eastern flanks of buckle folds were subject to greater volume deformation than the western ones, and this tendency

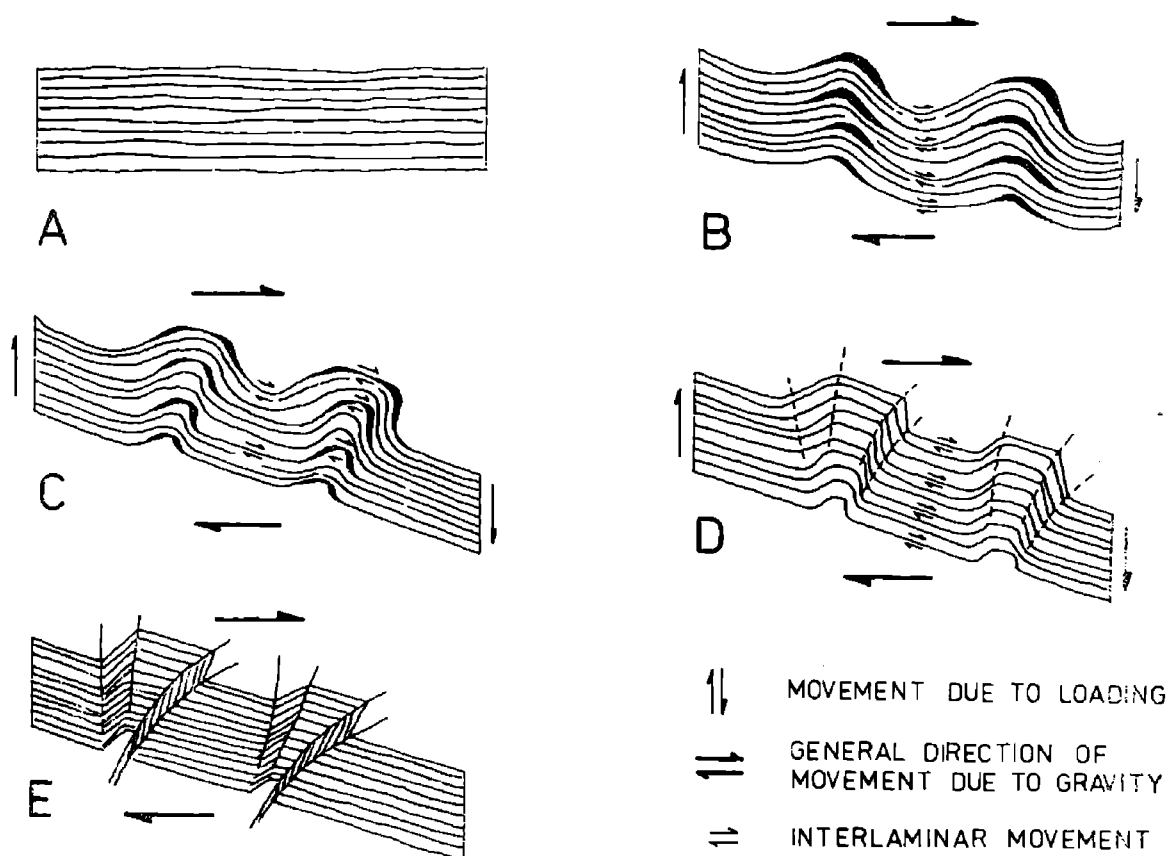


Fig. 7. Hypothetical cycle of development of kink folds of the group III
 Fig. 7. Przymyszczalny schemat rozwoju fałdów kolankowych grupy III

was promoted by the eastward inclination of the whole layer B. In consequence, the original internal structure of sets of laminae was completely disturbed, yet distinct boundaries between the sets were preserved. The result was that the deformation yielded a picture bearing close resemblance to the rotation of the eastern flanks of buckle folds towards the load cast bend. The overburden loading was probably responsible for the sharpening of the originally gently rounded crests of folds. In this way they could have become similar to classical kink folds. This hypothesis was confirmed by detailed investigations of the kink zones of these folds, which showed that foliation within kink zones was intensely folded or completely destroyed. The hypothetical cycle of development of the structures discussed is presented in Fig. 7.

Group IV.

The Trzebnica outcrop (Fig. 1) exposes Quaternary sediments showing glacitectonic disturbances (Fig. 8). The investigations (Brodzikowski 1979) have revealed that the glacitectonic structures found in the outcrop belong to a younger generation than large-scale disturbances of the whole Kocie Góry belt. This is evidenced by the angular discordance between the deformed surface sediments (down to a depth of 29 m) and the deeper Lower Pleistocene and Tertiary disturbances. The monoclinical structures observed in the outcrops are fragments of the flanks of glacitectonic thrust folds. The disturbances in question are presumably of Wartanian age.

Besides glacitectonic disturbances, two distinct generations of deformation structures have been noted in the outcrop. The generation older than the glacitectonic structures is represented by small meta-sedimentary disturbances which are easy to trace in silt-clay beds. The younger generation of deformations is represented by cryogenic disturbances. They occur in the upper part of the outcrop, extending over a layer with a thickness of 2.5—3.0 m, and can be seen in all the sediments making up this horizon, irrespectively of their lithology (Fig. 8).

The basic tectonic features are thrust structures. The tectonic pattern was reconstructed owing to the pronounced recurrence of sedimentary sequences in the section N—S normal to the strike of monoclinical structures. Two layers of glacial limnic sediments (silts and laminated clays) together with a layer of fluvio-glacial sands separating them, were subject to thrusting. The silt-clay layers are about 1.5 m thick whereas the thickness of medium- and coarse-grained sands varies from 1.5 to 2.5 m. The decollement zone is located in the bottom parts of the lower layer of glacial limnic sediments.

A set of monoclinical kink folds have been found to occur within sands. Their vergency is concordant with the vergency of the primary monoclinical structures. The folds are located in the top parts of sand, occurring at a depth of 1—2.5 m under the ground surface. They represent dextral structures of triclinic symmetry. The value of α , ranging from 70—80°, places them in the group of high-angle folds. Most of them are reversed folds. The width of kink zones ("L") varies from 1 to 5 m whereas the length of kinked layers does not exceed 1 m. The kink zones are wavy, locally passing into shear zones (Pl. II, Fig. 2; Pl. III, Fig. 1).

The occurrence of well developed kink folds exclusively in a layer in which cryogenic processes have led to partial obliteration of the older structures, suggests that these folds were contemporaneous with the cryogenic generation of disturbances. This thesis is further sub-

stantiated by the position of folds relative to the primary structures. Attempts at the reconstruction of the position of bend parts, now intensely degraded, have shown that the folds in question are located in the central part of the flanks of glacitectonic thrust folds. They do not appear elsewhere although the arrangement of layers, thickness and lithological sequence does not change at all. Below the layer subject

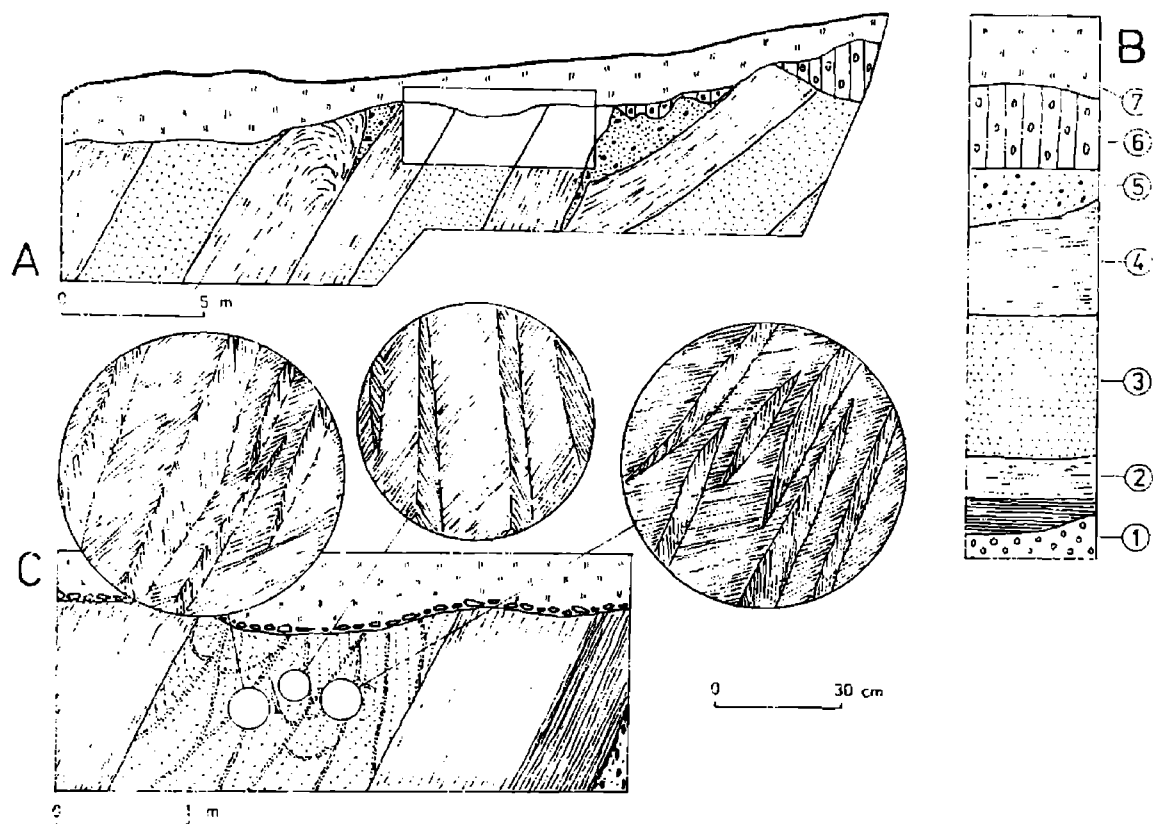


Fig. 8 — Geological setting of the Trzebnica outcrop. A — Geological structure of the scarp, B — Synthetic profile of sediments: 1 — fluvio-glacial gravels, 2 — lower marginal lake sediments, 3 — fluvio-glacial sands, 4 — upper marginal lake sediments, 5 — fluvio-glacial sands with till, structural discordance, 6 — glacial till, 7 — loess; C — Geological setting of kink folds

Fig. 8. Sytuacja geologiczna odsłonięcia Trzebnica: A — budowa geologiczna skarpy, B — syntetyczny profil osadów, 1 — żwiry fluwioglacjalne, 2 — osady zastoiskowe dolne, 3 — piaski fluwioglacjalne, 4 — osady zastoiskowe górne, 5 — zaglinione piaski fluwioglacjalne, niezgodność tektoniczna, 6 — gliny glacialne, 7 — lessy; C — Sytuacja geologiczna obserwowanych fałdów kolankowych

to cryogenic disturbances the structure of sand is preserved from before the period of glacitectonic deformations⁶. In the light of all these facts, the authors are of the opinion that the possibility of glacitectonic genesis for the kink folds under study can be definitely discounted.

The glacitectonic disturbance of sediments was followed by a period of intense denudation. The anticlinal bends of thrust folds were nearly

⁶ Structural observations provide evidences to suggest that the process of glacitectonic deformations has not resulted in any disturbances of the primary sedimentary surfaces in this locality.

completely destroyed. The denudation surface that formed was covered with a layer (0.5—4.0 m in thickness) of loess. During the sedimentation of loess, which took place in the period of North-Polish glaciation (Vistulian), the area under study was within the periglacial environment. The basement was than subject to freezing (Jahn 1976) during which the sediments were loosened due to ice crystallization. Ice formed in intergranular spaces, particularly in the vicinity of bedding surfaces

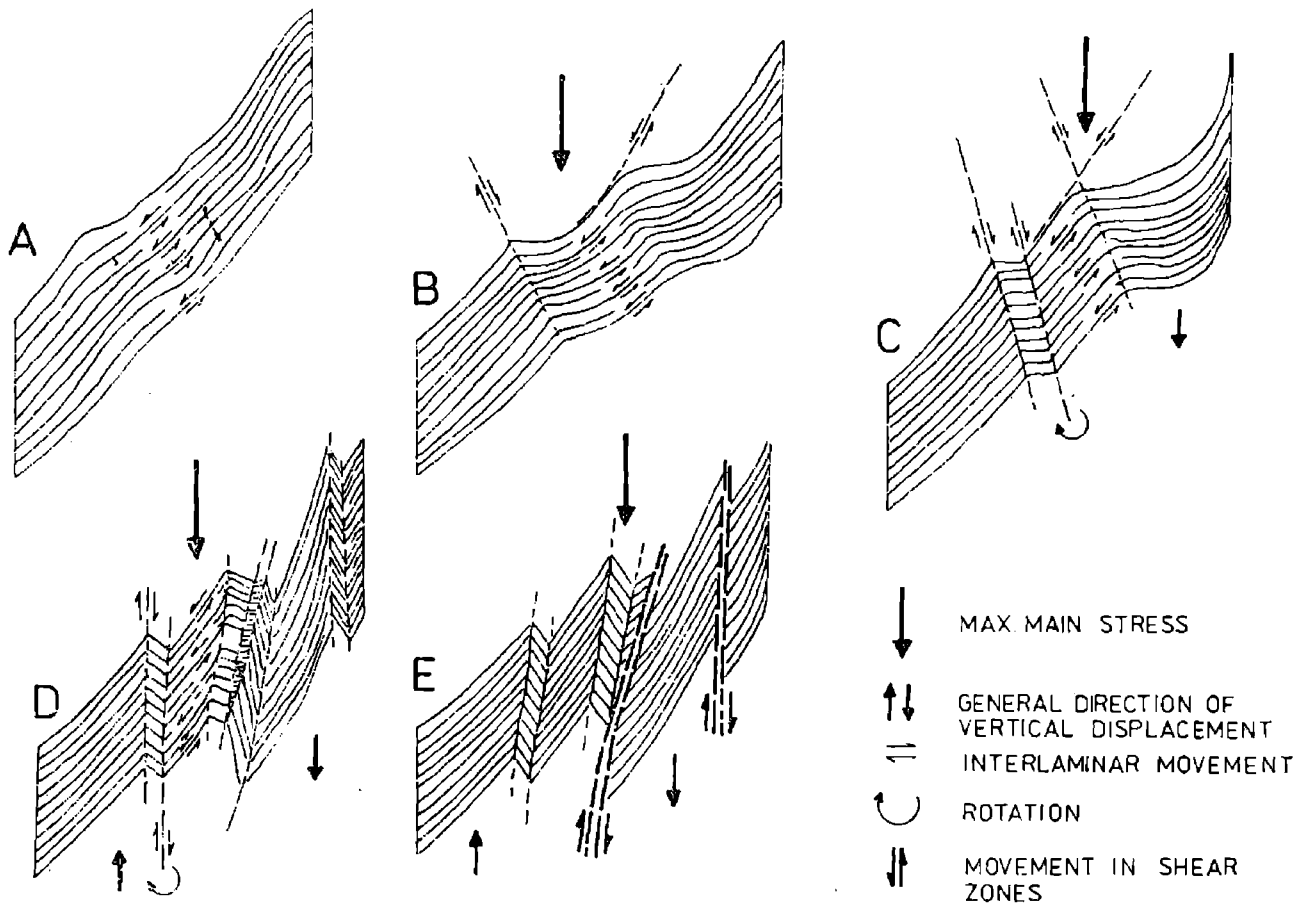


Fig. 9. Hypothetical cycle of development of kink folds of the group IV
 Fig. 9. Przypuszczalny schemat rozwoju fałdów kolankowych grupy IV

(Dostovalov, Kudriavcev 1967; Young, Warkentin 1975). During the slow melting of the permafrost, the medium collapsed, i.e. it underwent compaction. In this process the water pressure in pores (neutral pressure) increased substantially. Such conditions promoted the development of slips along the bedding planes (specifically along the contact with the underlying silt layer) and gravitational displacements of groups of strata. That moment seems to have initiated the development of kink structures. The displacements were attended by the shearing in the bottom of thawed sediment, due to which the displaced strata were rotated (Fig. 9). Rotation led to the buckling of layers (foliation), owing to pressure between the sets of strata. In the bends of buckle folds kinking occurred, developing towards the surface. Further collapsing resulted

in the rotation of kink zones and their flexuring. Reversed kink folds were formed. When the advancing rotation brought about the disruption of the strata continuity in the kink zone (the destruction of foliation), this zone was transformed into a fault (Fig. 9).

DISCUSSION

The kink folds studied were formed in metasedimentary (groups II and III), early-diagenetic (group I) and cryogenic (group IV) processes. In all these groups the stress system which was responsible for kink fold formation was characterized by vertical orientation of the maximum main stress (σ_1). All the observed kink folds represent small structures showing triclinic symmetry of the kink plane. High-angle folds (acc. to Dewey's criterion, 1965) are more common than low-angle ones. Their vergency has been found in all cases to be closely related to the vergency of primary structures. However, a dozen or so structures studied so far do not allow the authors to explain the nature of this relation. It would also be premature to express an opinion on the effect of the sediment lithology on the process of formation of kink folds. The data collected to-date have only shown that reversed structures generally form in sediments with a low content of fine fractions, the lack of clay fraction is typical of low-angle reversed structures, whilst high-angle folds form in silt-sandy sediments. It has also been found that the degree of sorting affects the development of kink folds. A well-sorted sediment promotes considerable reversal of structures and a reduction in α , whereas in poorly sorted sediment even the slight reversal of the originally normal folds and the insignificant reduction in α causes the destruction of foliation (bedding or lamination) in kink zones and gives rise to a slip zone.

The results of studies carried out to-date have a qualitative character. It has been found that bedded sands or laminated sandy silts create conditions particularly suitable for the formation of kink folds. High cohesion does not favour kinking, even if the foliation is very distinct. This means that intergranular movements within the laminae and layers play a more significant role in the development of kink structures in unconsolidated sediments than slip movements utilizing the lamination (foliation) planes. The investigated kink folds were formed in sediments having high moisture content. It has been found, however, that the substantial increase in pore water pressure prevents their formation. Sediments saturated with water are more frequently subject to plastic flow or dislocation. These processes depend on the degree of reduction in the internal friction angle, i.e. on granulation.

The authors wish to express their warmest thanks to Professor L. E. Weiss of University of California (Berkeley) for the discussion, and for interesting photographs of natural and experimental kink folds.

translated by H. Kisielewska

REFERENCES — WYKAZ LITERATURY

- Brodzikowski K. 1979. Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach niżowych zlodowaceń plejstocenijskich na przykładzie Polski południowo-zachodniej. *Unpublished Ph. D. dissertation, Univ. of Wrocław. Geogr. Inst.*: 256 p.
- Brodzikowski K. (in print) Deformacje osadów nieskonsolidowanych okolic Jaroszowa. Deformations of unconsolidated sediments in Jarosław vicinity. *Acta Univ. Wratislaviensis. Prace Geogr. Ser. A.* 3.
- Brodzikowski K., Van Loon A. J. 1979. Comparison of metasedimentary structures and their genesis in some Holocene lagoonal sediments of The Netherlands and Pleistocene (Mindel) glacio-fluvial sediments of Poland. *Bull. Acad. Pol. Sci.* 27, 2—3: 95—105.
- Chrzastowski A., Kotowski J. 1977. Zaburzenia glacytektoniczne w rejonie Wyższej Szkoły Inżynierskiej w Zielonej Górze. (only in Polish). *II Sympozjum Glacytektoniczne.*: 9—24. Zielona Góra.
- Cobbold P. R., Gosgrove J. W., Summers J. M. 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics.* 12, 1: 23—54.
- Dewey J. F. 1965. Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics.* 1: 459—494.
- Donath F. A. 1968. Experimental study of kink band development in strongly anisotropic rocks. *Proc. Conf. Res. in Tect.*: 255—288. Ed. Baer & Norris. Ottawa.
- Dostovalov B. N., Kudriavcev W. A. 1967. Obscheye merzlotovedenye. 403 p. *Izd. Mosk. Univ. Moskva.*
- Fyson W. K. 1968. Profile variation in a kink set. *Proc. Conf. Res. in Tect.*: 243—254. Ed. Baer & Norris. Ottawa.
- Ghosh S. K. 1968. Experimental tests on buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformation. *Tectonophysics.* 5, 4: 207—249.
- Jahn A. 1976. Problem of the periglacial zone.: 224 p. PWN. Warszawa.
- Jaroszewski W. 1974. Tektonika uskoku i fałdów. (in Polish only): 296 p. *Wyd. Geol. Warszawa.*
- Johnson A. M., Ellen S. D. 1974. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible elastic multilayers. Part I — Introduction. *Tectonophysics.* 21, 4: 301—339.
- Johnson A. M., Honea E. 1975. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible elastic multilayers. Part III — Transition from sinusoidal to concentric-like and to chevron folds. *Tectonophysics.* 27, 1: 1—38.
- Kowalczyk G. 1974. Kryoturbationsartige Sedimentstrukturen im Pliozän und Altquärtar der südlichen Niederrheinischen Bucht. *Eiszeitalter u. Gegenwart.* 25: 141—156.
- McKee E. D., Bigarella J. J. 1972. Deformational structures in Brazilian coastal dunes. *J. Sedim. Petrol.* 42, 3: 670—681.

- Paterson M. S., Weiss L. E. 1962. Experimental folding in rocks. *Nature* 195: 1046—1048.
- Paterson M. S., Weiss L. E. 1966. Experimental deformation and folding in phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 77, 4: 343—374.
- Paterson M. S., Weiss L. E. 1968. Folding and boudinage of Quartz rich layers in experimentally deformed phyllite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, 7: 795—812.
- Reches Z., Johnson A. M. 1976. A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinial flexuring of compressible elastic multilayers. Part IV — Assymetric folding and monoclinial kinking. *Tectonophysics.* 35, 4: 295—334.
- Van Loon A. J., Wiggers A. J. 1975. Holocene lagoonal silts (formrely called „sloef”) from the Zuiderzee. *Sedim. Geology.* 13, 1: 47—55.
- Van Loon A. J., Wiggers A. J. 1976. Metasedimentary graben and associated structures in the lagoonal Almere Member (Groningen Formation, The Netherlands). *Sedimentary Geology.* 16, 3: 237—254.
- Weiss L. E. 1968. Flexural slip folding in foliated model materials *Proc. Conf. Res. in Tect.*: 294—358. Ed. Baer & Norris. Ottawa.
- Young R. N., Warkentin B. P. 1975. Soil properties and behaviour. 449 p. *Elsevier Sci. Publ. Co.* Amsterdam.

STRESZCZENIE

Fałdy kolankowe są charakterystyczne dla skał gęsto uławiconych. O ich wykształceniu decyduje stopień anizotropii ośrodka oraz zdolność przemieszczeń wzdłuż powierzchni foliacji (Ghosh 1968, Paterson & Weiss 1968). Fałdy te mogą być formowane przez przekształcanie pierwotnie odmiennych struktur (Jaroszewski 1974). Dużą rolę w procesie ich rozwoju odgrywa ciśnienie otaczające (Weiss 1968) oraz orientacja osi działania największego naprężenia głównego w stosunku do powierzchni foliacji. Najczęstsze przykłady fałdów kolankowych opisywano z mułowców, łupków ilastych i metamorficznych. W osadach nieskonsolidowanych spotykano tego typu struktury, lecz nie stosowano do nich przyjętej nomenklatury tektonicznej (Kowalczyk 1974).

Badania strukturalne nad osadami czwartorzędowymi Dolnego Śląska pozwoliły na analizę szeregu przykładów fałdów kolankowych, utworzonych w piaskach, mułkach i ilach piaszczystych. Fałdy te występują w strefach zaburzeń metasedymentacyjnych, kriogenicznych i wczesno-diagenetycznych. Czasami towarzyszą strefom deformacji glacitektonicznych (fig. 1). W wyniku przeprowadzonych badań wydzielono cztery grupy fałdów kolankowych uformowanych w nieco odmiennych warunkach.

Grupa I. W odsłonięciu we Włostowie (Wysoczyzna Żarska) zba-

dano 5-metrowy przekrój osadów glacialnych (w tym glacialimnicznych) stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Osady te są intensywnie zaburzone. Wydzielono w nich dwie generacje struktur deformacyjnych: starszą genezy metasedymentacyjnej i młodszą, złożoną głównie ze struktur dysjunktywnych, genezy wczesnodiagenetycznej. W obrębie tej ostatniej napotkano fałdy kolankowe. Są to normalne struktury wielokątowe ($\alpha > 65^\circ$), dekstralne (prawostronne). Charakteryzuje je trójskośna symetria. Szerokość strefy załamowej (L — wg Fysona 1968) waha się od 4 do 7 cm. Miąższość warstwy załamanej wynosi około 50—70 cm (fig. 2).

Rozwój fałdów kolankowych przebiegał prawdopodobnie następująco: po utworzeniu generalnego rysu tektonicznego analizowanego przekroju wskutek wytopienia lodu z podłoża nastąpił cykl przemieszczeń grawitacyjnych osadów. W spągowych, przesyconych wodą partiach dochodziło do fałdowań dysharmonijnych, wyżej w materiale częściowo odwodnionym formowana była sieć normalnych uskoków kompakcyjnych. Owe strefy uskokowe w zależności od odmiany osadu, stopnia odwodnienia oraz wcześniejszych struktur deformacyjnych reprezentowane były albo przez pojedyncze ścięcia, albo przez strefy załamowe (kolankowe). Zaobserwowano wyraźną prawidłowość w lokalizacji stref załamowych i fałdów kolankowych. Towarzyszą one zwykle niżejległym przegubom antyklin, z którymi związane są najgęstsze sieci spękań i uskoków (fig. 3).

Grupa II. W okolicach Jaroszowa występuje zespół struktur deformacyjnych obejmujących osady młodszego stadiału zlodowacenia południowopolskiego. Tu również wydzielono dwie generacje zaburzeń. Starsza reprezentuje deformacje metasedymentacyjne, młodszą zaś deformacje wczesnodiagenetyczne (fig. 4). Wśród zaburzeń metasedymentacyjnych zaobserwowano struktury pogrążowe I rzędu o amplitudzie dochodzącej do 30 m, oraz w ich obrębie pogrąży II rzędu o amplitudzie nie przekraczającej 1 m. We wnętrzach tych drobnych struktur pogrążowych napotkano zespoły fałdów kolankowych. Są to fałdy sinistralne (lewostronne) o trójskośnej symetrii. Reprezentują grupę struktur odwróconych, niskokątowych (wg kryterium Deweya 1965). Szerokość stref załamowych waha się od 2 do 5 cm, długość załamania zaś nie przekracza 70 cm. Położenie tych fałdów oraz ich geometria wskazują na fakt, iż rozwijały się one w czasie formowania pogrąży II rzędu. Wy-ciskanie materiału po obu stronach pogrąży doprowadzało do ściskania pakietów warstwowanych piasków, w osi poziomej pomiędzy formowanymi po obu stronach diapirami z glin glacialnych. Powyższe czynniki stworzyły sprzyjające warunki do lokalizacji inicjalnych stref ścięć w płaszczyznach nachylonych pod kątem około 50° do powierzchni foliacji (warstwowania). Postępujące grzeźnięcie piasków uniemożliwiło

prawdopodobnie uformowanie uskoków zastępując je załamaniem o przebiegu zgodnym z przebiegiem inicjalnych stref ścięć. Przyczyną bezpośrednią musiała tu być rotacja foliacji, która w dalszych etapach grzęźnięcia doprowadziła do odwrócenia struktur (fig. 5).

Grupa III. W obrębie omawianego uprzednio zespołu wielkoskalowych zaburzeń metasedymentacyjnych w okolicach Jaroszowa napotkano odmiennie wykształconą grupę fałdów kolankowych w osadach piaszczystomułkowych. Towarzyszą one tym samym ogniwom sedimentacji plejstocenijskiej co struktury grupy II. Przeważająca liczba fałdów jest monoklinalna (dekstralna), o trójskośnej symetrii. Fałdy zwykle są odwrócone. Szerokość załamań waha się od 2 do 4 cm, a długość ich dochodzi do 70 cm. Nielicznie reprezentowane fałdy sinistralne są wielokątowe. Ich cechą charakterystyczną jest dwu do trzykrotnie większa szerokość stref załomowych ("L") oraz znacznie mniejsza długość strefy załamania. Ta ostatnia cecha uniemożliwia im tworzenie sprzężeń z fałdami dekstralnymi. Rozwój struktur był ściśle związany z formowaniem zaburzeń metasedymentacyjnych (fig. 6). W czasie powolnego grzęźnięcia w obrębie pakietu mułkowo-piaszczystego doszło do tworzenia szeregu drobnych fluidalnych zaburzeń, z których część, zwłaszcza zlokalizowana w pobliżu kontaktu z gliniastym podłożem przybrała charakter struktur ciągnionych i zmarszczeniowych. Struktury zmarszczeniowe towarzyszyły zwłaszcza przyprzegubowym partiom pograżu. Marszczenie osadu laminowanego doprowadzało do tworzenia na kontaktach lamin zluźnień strukturalnych (np. odspojen przegubowych), które po zakończeniu procesu deformacyjnego przyczyniły się do przyspieszenia osiadania warstw. Osiadanie to doprowadziło prawdopodobnie do zmiany kształtu fałdów zmarszczeniowych, poprzez wytworzenie załamań w przegubach ich antyklin. Struktury przybrały wygląd typowych fałdów kolankowych (fig. 7).

Grupa IV. Odślonięcie Trzebnica ukazuje osady czwartorzędowe zaburzone glacitektonicznie (fig. 8). Przeprowadzone w tej strefie badania (Brodzikowski 1979) wykazały, że struktury glacitektoniczne obserwowane w odślonięciu należą do młodszej generacji niż wielkoskalowe zaburzenia całego wału Kocich Gór, a ich wiek jest prawdopodobnie warciański. Zaburzeniu uległy tu osady glacialimniczne rozdzielone warstwą piasków fluwioglacjalnych. Prócz deformacji glacitektonicznych stwierdzono tu występowanie młodszych od nich zaburzeń kriogenicznych oraz starszych — metasedymentacyjnych. O ile zaburzenia metasedymentacyjne występują w całym odśloniętym przekroju, o tyle struktury kriogeniczne występują wyłącznie w warstwie stropowej do głębokości 3 m. W tejże warstwie, w monoklinalnie ustawionych pakietach piaszczystych zaobserwowano fałdy kolankowe. Przytoczone fakty oraz szereg szczegółów budowy strukturalnej osadów wskazują na to,

że fałdy kolankowe są związane genetycznie z generacją zaburzeń kriogenicznych. Są to fałdy prawostronne (dekstralne) o trójskośnej symetrii. Należą do struktur wielkokątowych, przeważnie odwróconych. Szerokość stref załamań nie przekracza 5 cm, ich długość zaś dochodzi do 1 m. Geneza fałdów związana jest prawdopodobnie z procesem wytapiania wieloletniej zmarzliny, którą objęte były osady w okresie zlodowacenia północnopolskiego. Warunki jakie zaistniały w czasie wytapiania lodu gruntowego wywołały rozwój ślizgów wzdłuż powierzchni warstwowań i przyspieszone osiadanie pakietu. Z uwagi na fakt, że wytapianie zachodziło nierównomiernie (ze względu na anizotropię osadu) osiadanie wspomagane było częstą rotacją odmarzniętych i odklutyh fragmentów. Rozwijały się fałdy zmarszczeniowe i ciągnione, które w czasie osiadania przemodelowywane były w fałdy załomowe. Postępująca rotacja doprowadzała do odwrócenia struktur, a niekiedy do całkowitego zniszczenia foliacji w strefach załamań.

Zbadane przykłady fałdów kolankowych uformowane zostały w procesach deformacji metasedymentacyjnych (grupa III i II), wczesnodia-genetycznych (grupa I) i kriogenicznych (grupa IV). Wszystkie zaobserwowane fałdy należą do drobnych struktur o trójskośnej symetrii powierzchni załamania. Częściej obserwuje się fałdy wielkokątowe niż niskokątowe (wg kryterium Deweya 1965). Wergencja załamań we wszystkich przypadkach była ściśle związana z wergencją struktur nadrzędnych. Zaobserwowano, że struktury odwrócone powstają w osadach o mniejszej zawartości frakcji drobnych. Brak frakcji pyłowej w osadzie umożliwiał formowanie niskokątowych fałdów odwróconych. Stwierdzono również wpływ stopnia wysortowania osadu na rozwój załomów. Osad dobrze wysortowany umożliwiał znaczne odwrócenie struktur i zmniejszenie kąta α . W osadzie różnoziarnistym już przy niewielkim odwróceniu fałdów i lekkim zmniejszeniu kąta α foliacja w strefach załomowych ulegała zniszczeniu i następowało przejście od strefy załamania do strefy ślizgowej. W oparciu o prześlędzonych kilkanaście przykładów fałdów kolankowych można stwierdzić, że szczególnie sprzyjające warunki do ich powstawania panują w warstwowanych piaskach lub laminowanych mułkach piaszczystych. Duża spójność osadu nie sprzyja tworzeniu załamań. Oznacza to, że w rozwoju fałdów kolankowych w osadach nieskonsolidowanych, w badanych przypadkach, większą rolę odgrywały ruchy intergranularne w obrębie oddzielnych warstw i lamin, niż ruchy ślizgowe wykorzystujące powierzchnie foliacji (laminacji lub warstwowania).

W zakończeniu autorzy pragną złożyć serdeczne podziękowania Prof. dr L. E. Weiss z University of California w Berkeley za dyskusję genezy prezentowanych w artykule struktur załomowych oraz za udostępnienie w celach porównawczych szeregu interesujących fotogramów tych struktur z fyllitów oraz z materiałów zastosowanych do eksperymentalnych badań laboratoryjnych.

EXPLANATION OF PLATES — OBJAŚNIENIA PLANSZ

Plate — Plansza I

- Fig. 1. Kink fold in glacial clayey-sandy sediments, vicinity of Włostów (Wysoczyzna Żarska).
Fig. 2. Overtaken kink fold inside a second-order load structure in sandy sediments, Jarosów.
Fig. 1. Fałd kolankowy w glacialnych osadach ilasto-piaszczystych z okolicy Włostowa (Wysoczyzna Żarska).
Fig. 2. Obalony fałd kolankowy z wnętrza pograżu II rzędu w osadach piaszczystych z Jarosowa.

Plate — Plansza II

- Fig. 1. Kink folds inside a sandy load structure. Fluvio-glacial sediments, Jarosów.
Fig. 2. High-angle kink folds passing into shear zones. Fluvio-glacial sediments, vicinity of Trzebnica.
Fig. 1. Zespół fałdów kolankowych z wnętrza pograżu piaszczystego. Osady fluwioglacjalne — Jarosów.
Fig. 2. Zespół wielkokątowych fałdów kolankowych, przechodzących w strefy ścięciowe z osadów fluwioglacjalnych okolic Trzebnicy.

Plate — Plansza III

- Fig. 1. Kink folds in fluvio-glacial sediments, Trzebnica.
Fig. 2. Kink folds in sandy-silty sediments, Jarosów.
Fig. 1. Zespół fałdów kolankowych z osadów fluwioglacjalnych w okolicach Trzebnicy.
Fig. 2. Fałdy kolankowe w osadach piaszczysto-mułkowych w okolicy Jarosowa.

Plate — Plansza IV

- Fig. 1. Reversed kink fold formed by compaction remodelling of a buckle fold. Sandy-silty sediments, Jarosów. (A fragment of Fig. 2).
Fig. 2. Kink folds deformed by faults and early-diagenetic fissures. Fluvio-glacial sediments, vicinity of Jarosów.
Fig. 1. Odwrócony fałd załamowy uformowany wskutek kompakcyjnego przedmodelowania fałdu zmarszczeniowego w osadach piaszczysto-mułkowych w Jarosowie (Fragment fig. 2).
Fig. 2. Zespół fałdów kolankowych wtórnie zdeformowanych uskokiemi i spękaniem wczesnodiaogenetycznymi. Osady fluwioglacjalne z okolic Jarosowa.

