

Antoni K. TOKARSKI

ROTATED JOINTS IN FOLDED MAGURA FLYSCH
(POLISH FLYSCH CARPATHIANS)

5 Figs.

Zrotowany cios w sfałdowanym fliszu jednostki magurskiej

(5 fig.)

Abstract. In the Outer Carpathian flysch the variability of dihedral angle between transverse complementary joint sets is structurally controlled. In the Krynica tectonic unit the dihedral angle augments gradually outwards attaining maximum values near the overthrust surface. This may be explained by internal rotation due to flexural-flow folding.

DIHEDRAL ANGLE BETWEEN COMPLEMENTARY JOINT SETS

The present observations were made in flysch rocks of the Krynica zone in the valley of the Dunajec (Fig. 1). The Krynica zone is the southern facies zone of the Magura nappe which is the innermost tectonic unit of the Polish Outer Carpathians. East of the Dunajec, the Krynica zone forms a separate tectonic unit thrust northward over the Sącz zone (Oszczypko 1973, 1975). Here the values of the dihedral angle between transverse complementary joint sets are variable (Tokarski 1975).

A variability of this angle was first described by Sheldon (1912) from the gently folded Appalachian foreland. She believed that the value of the angle between transverse joint sets (dip joints) depended on the degree of tectonic shortening (p. 55). Small angles in the environs of Ithaca are explained by the absence of more intense folding (p. 76).

It remained for Muehlberger (1961) to show that the value of the dihedral angle between complementary shear planes is positively correlated with confining pressure, as directly follows from the Coulomb-Mohr theory. In the case of minimum critical stresses a single extension set will arise. Augmenting of angles between complementary shear planes with growing confining pressure has been shown experimentally several times (e.g. Paterson 1958).

Muehlberger's views (l. c.) were verified in the field by Mue-

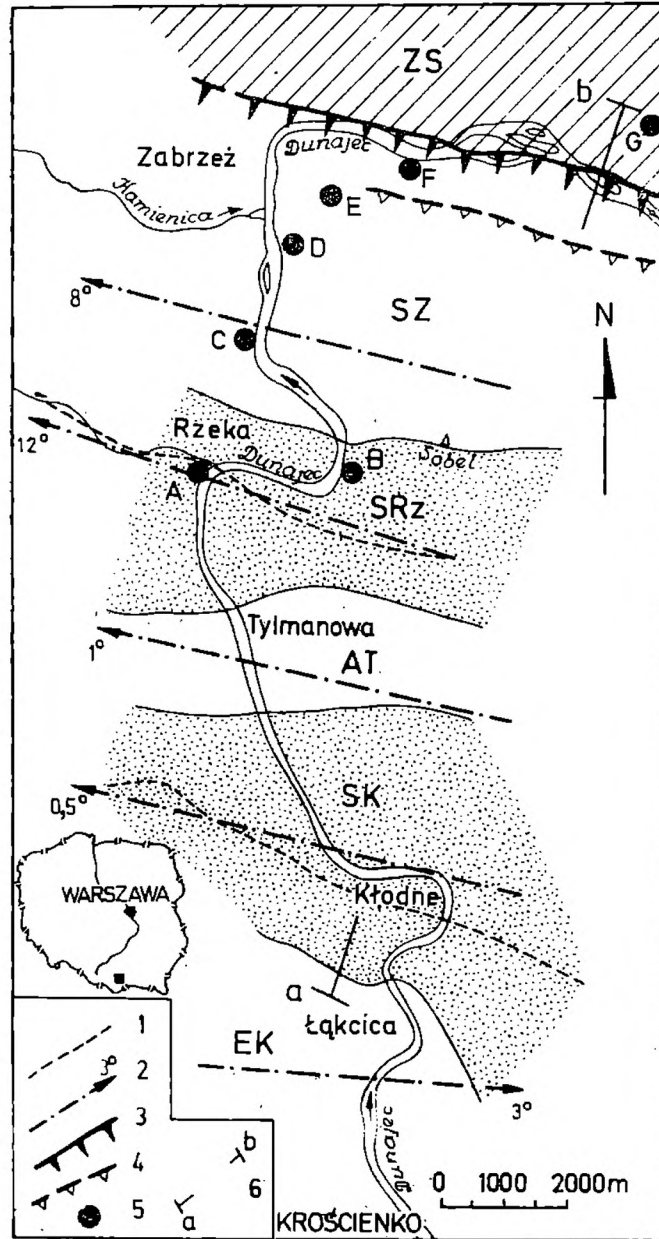


Fig. 1. Structural sketch of the region. 1 — axial surfaces of synclines; 2 — B-axes of fold structures; 3 — surface of the Krynica unit overthrust; 4 — surface of a secondary overthrusts; 5 — joint measurement station; 6 — line of section. EK — Krościenko element; SK — Kłodne syncline; AT — Tylmanowa anticline; SRz — Rzeka syncline; SZ — Sobel-Zabrzeź element, ZS — Sącz zone

Fig. 1. Szkic strukturalny omawianego regionu. 1 — powierzchnie osiowe synklin; 2 — osie B struktur fałdowych; 3 — powierzchnia nasunięcia jednostki krynickiej; 4 — powierzchnia drugorzędno nasunięcia; 5 — miejsce pomiaru ciosu; 6 — linia przekroju. EK — element Krościenka; SK — synklina Kłodnego; AT — antyklina Tylmanowej; SRz — synklina Rzeki; SZ — element Sobla-Zabrzeży; ZS — strefa Sądecka

cke and Charlesworth (1966) in the Rocky Mts. foot-hills and by Jaroszewski (1972) in the north-eastern margin of the Holy Cross Mts. In both cases the dihedral angles between complementary joint sets diminish gradually outwards. An analogous change seems to occur in the vertical sense, where angles diminish upwards. Thus Moseley and Ahmed

(1973) suggested that in the English Midlands the complementary shear system transits upwards in a single tension set (cf. also Jaroszewski 1972, p. 120).

It should be pointed out that the field works by Jaroszewski (l. c.) and Muecke and Charlesworth (l. c.) were done in gently folded regions. Possibly in more intensely deformed areas the relation of the dihedral angle between complementary joint sets to the structural setting is more complex.

AGE OF JOINTING

The age and origin of jointing in folded rocks are not clear. This was discussed by Hancock (1968). Sheldon (1912), Parker (1942), Nickelsen and Hough (1967), Boretti-Onyszkiewicz (1968), Wood et al. (1969), Burger and Thompson (1970), Morawski (1972) and Babcock (1973), basing mainly on the geometrical relations of joints, fold axes and attitude of beds, believed that jointing either precedes folding or is coeval with its earliest phase. According to Mattauer (1967) joint surfaces are displaced due to different movements of particular beds, which implies a pre-folding jointing. Cook and Jonson (1970) and Gamkrelidze (1976) supplied proofs that the age of jointing is synsedimentary. Stearns (1969) and Tokarski (1975) presented examples of shale that has flowed into the fractures in more brittle rocks. The two latter authors believed that it attests that the rocks fractured during or before folding. On the other hand Hancock (1964), Muecke and Charlesworth (1969) and Norris (1971) put forth several arguments for jointing posterior to folding. An analogous conclusion as to the main joint system was drawn by Kibitlewski (1972) on geometrical relations between jointing and fold structures. Still more radical are the opinions of Hodgson (1961), Babcock (1973a) and McQuillan (1973), who believe that jointing is not genetically related to folding. The last authors, Gamkrelidze (1976) and Reches (1976) wrote that jointing is independent of structural setting, which is an opinion extremely different from that of Harris et al. (1960) and Gruneisen (1972).

Possibly these divergent opinions might be reconciled by admitting that the origin and age of jointing is different in different regions (Jaroszewski 1972, p. 87). Price's hypothesis (1959) on the post-folding age of jointing seems an overstatement, because 1° in several regions a pre-folding age appears to be well shown (Roberts 1961), 2° jointing occurs in several rocks which were never overlain by a thick cover as necessary to Price's hypothesis (Dennis 1972, p. 229), 3° model investigations by Dietrich and Carter (1969, fig. 2) and Parrish (1973) verified by observations in natural folds, show that in fold

limbs τ^1 is parallel to bedding only in initial stage of folding, and therefore joint surfaces due to residual tectonic stresses may not be katethally directed, and 4° Price (l. c.) did not consider pore pressure which involves even tension fractures at considerable depths (Secor 1965).

FIELD WORK IN THE KRYNICA ZONE

In the Outer Carpathians, according to Książkiewicz (1968), transverse jointing was formed during folding, the age of jointing being different depending on depth. The data hitherto obtained in the Palaeogene rocks of the Krynica zone imply a pre-folding age of transverse jointing. There occur two complementary sets of shear-extension origin (Tokarski 1975).

The rocks exposed in the studied area are exclusively those of Palaeogene age represented by the Magura beds underlain by thin bedded flysch¹. The character of the Magura beds changes N—S (Fig. 2). Thus, northwards, the amount of the thick bedded sandstones in relation to thin bedded flysch decreases from ca. 90% in the Kłodne syncline to ca. 50% in the Sobel—Zabrzeź element. To the change of ductility involved correspond to the dimensions of folds, their wavelengths and amplitudes diminishing northwards. The Łącko beds of the Sącz zone near the overthrust consist of thin bedded flysch containing intercalations of the Łącko marls and of thick bedded sandstones.

The data presented here concern the Magura beds in the outer part of the Krynica zone and the Łącko beds in the innermost part of the Sącz zone. Only the outcrops or groups of outcrops of monoclinial beds where it was possible to make at least fifty measurements were taken into account (Fig. 3). Measurements were made mainly in thick bedded sandstones. If it was not possible to make 50 measurements in thick sandstone beds, supplementary measurements were made in thin bedded sandstones. Thus it became necessary to decide whether the measurements in sandstone beds of different thickness are comparable. Therefore, measurements were made in outcrop of monoclinial beds separately in beds 19 cm and 65—75 cm thick (Fig. 4). It appeared that the value of the dihedral angle between complementary transverse sets is 48° for the bed 19 cm thick and 44° for the bed 65—75 cm thick, and therefore it seems to be independent of the thickness of the beds.

In the discussed area (Fig. 3) there occur four joint sets, namely two katheral transverse complementary sets T_1 and T_2 , a subkatheral longitu-

¹ The stratigraphy of this region is still not quite clear. It was discussed in a recent paper by the present author (Tokarski 1975), and for the stratigraphy of the Zabrzeź area see also Oszczytko (1975).

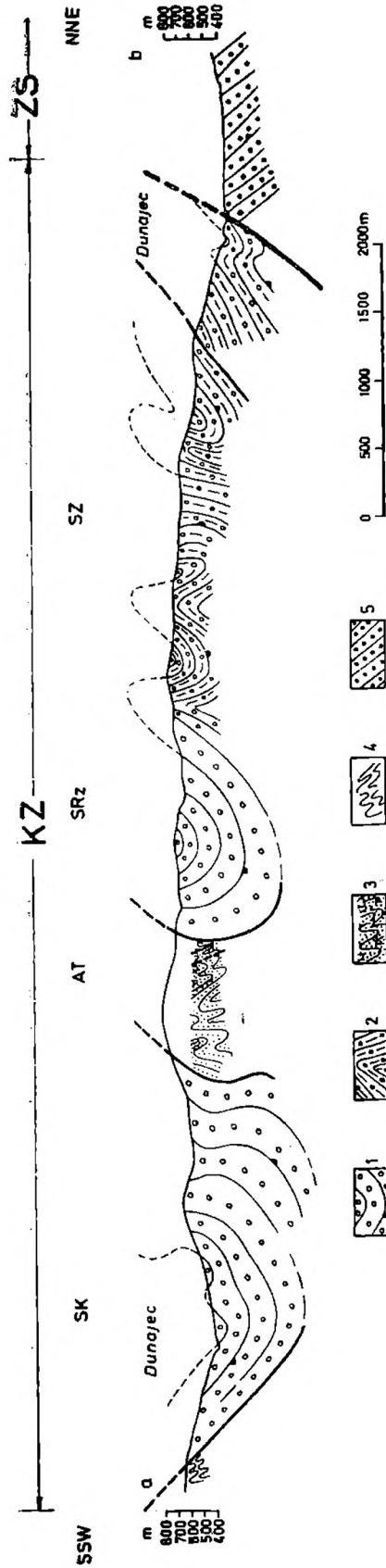


Fig. 2. Geological cross-section. 1 — Magura beds of Kłodne and Rzecka synclines; 2 — Magura beds of the Sobal-Zabrzeż element; 3 — thin bedded Flysch; 4 — Szczawnica beds; 5 — Łącko marls. KS — Krynica zone. Other denominations as in Fig. 1.

Fig. 2. Przekrój geologiczny. 1 — warstwy magurskie synkliny Kłodnego i synkliny Rzecki; 2 — warstwy magurskie elementu Sobla — Zabrzeży; 3 — cienkoławicowy flysz; 4 — warstwy szczawnickie; 5 — warstwy łąckie. KZ — strefa krynicka. Inne oznaczenia jak na fig. 1

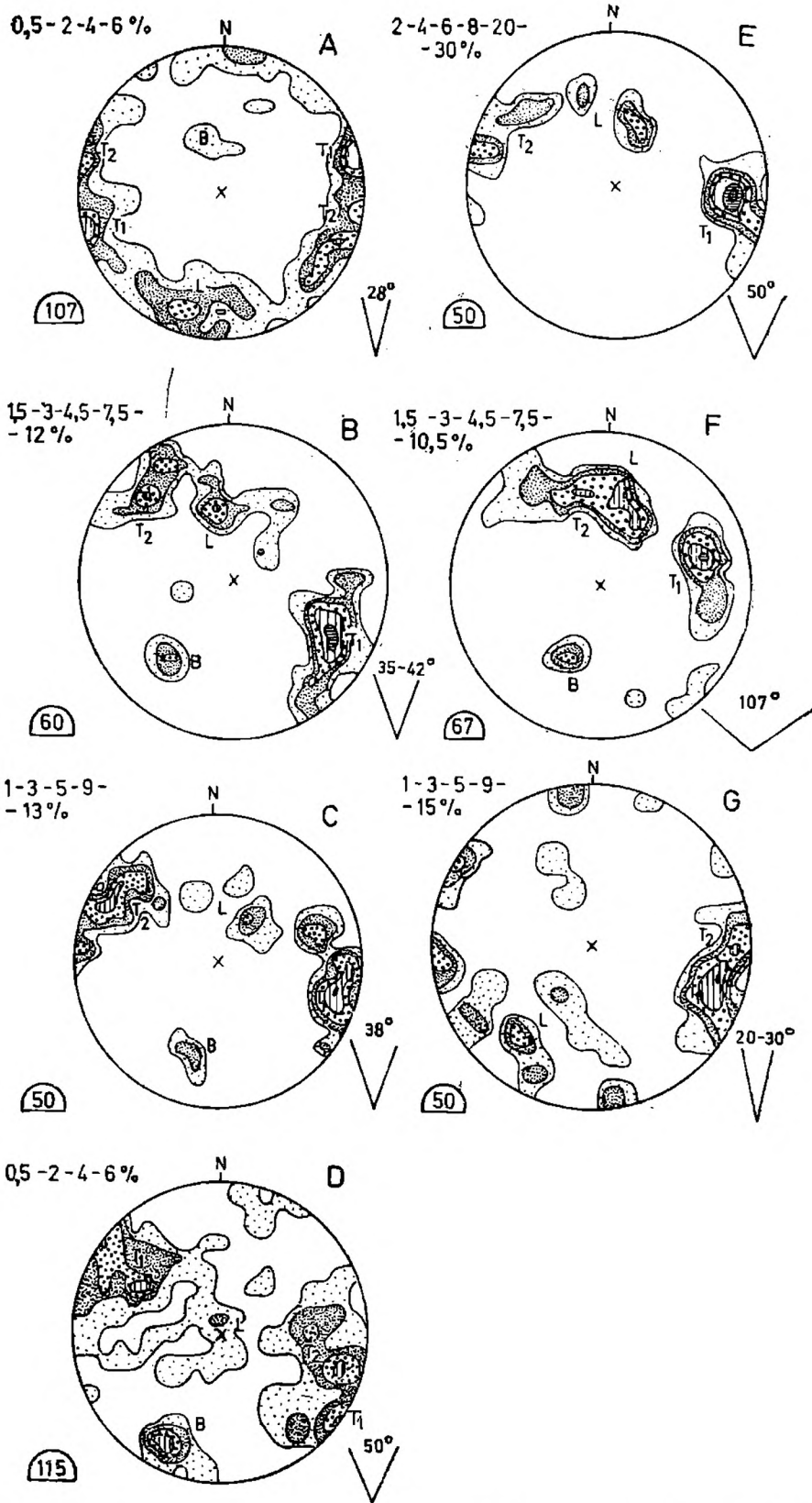


Fig. 3. Joints. Localisation of joint measurement stations in Fig. 1. Inset semicircles show the type of plot, while the number inside the semicircles is the number of measurements. Bottom right the angle between transverse complementary joint sets. Other explanations in text

Fig. 3. Diagramy ciosu. Lokalizacja miejsc pomiaru ciosu jak na fig. 1. Półkole w lewym dolnym rogu wskazuje rodzaj projekcji, a liczba wewnątrz ilość pomiarów. W prawym dolnym rogu diagramów kąt pomiędzy poprzecznymi zespółami komplementarnymi ciosu. Pozostałe objaśnienia w tekście pracy

dinal set L, and a subordinate bedding set B subparallel to the bedding. Some of the diagrams appear ambiguous. This happens if the value of the angle between complementary transverse sets being low, T_1 and T_2 are situated one near another, or if, the value being high, the maximum of one of the transverse set is situated near the maximum L. In extreme cases both maxima are situated in the same high density field (Fig. 3F, G).

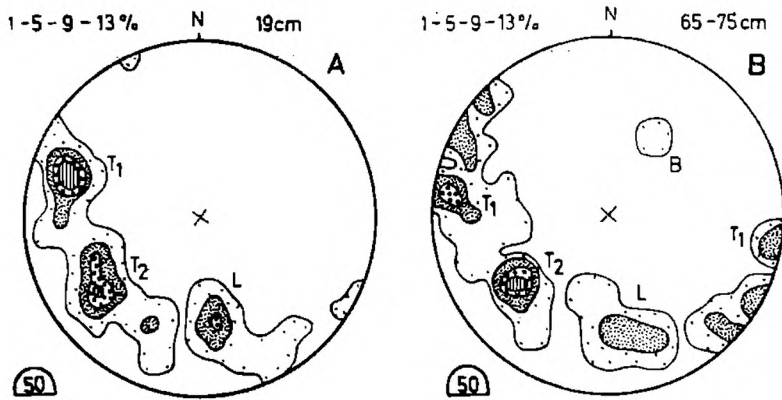


Fig. 4. Joints in monoclinally folded beds. A — layer 19 cm. thick; B — layer 65—75 cm. thick. Denominations as in Fig. 3

Fig. 4. Cios w monoklinalnie ułożonych warstwach. A — ławica o miąższości 19 cm; B — ławica o miąższości 65—75 cm. Objaśnienia jak na fig. 3

For high angle values, the meaning may be made clearer by noting the shape of the transverse joint surfaces (smooth) and longitudinal joint surfaces (rough or smooth). This was used in interpretation of diagrams E and F.

The values of the dihedral angle between complementary transverse sets change regularly, augmenting from 28° in the central part of the Krynica zone, in the Rzeko syncline (fig. 3A) to 107° near the overthrust (fig. 3F). Further north, on the other side of the overthrust, the value diminishes abruptly to 20 to 30° (fig. 3G). Over almost the whole present area, the bisectrix of the acute angle between complementary transverse sets is perpendicular to the fold axes. It is only in the area immediately south of the overthrust that it becomes parallel to the fold axes. In the same area, the transverse joint surfaces generally smooth in the Magura flysh (T o k a r s k i 1975), become in places undulated.

INTERPRETATION

The dimensions of concentrically folded bed change in different ways. In normal limbs the bed is shortened, while in overturned limbs it becomes longer. If the maximum lengthening possible in the conditions present (ductility, pressure and temperature) is exceeded, overthrusting occurs. In particular nappes, the smallest shortening is in the inner parts. From

there it increases outwards to attain maximum just along the overthrust surface (Crosby 1973, fig. 1).

Transverse jointing in the Krynica zone seems to be formed prior to folding. It may be thought that originally the angle between transverse complementary sets diminished gradually towards the element initiating jointing (Muehlberg 1961), and therefore to the North, i. e. towards the foreland, or to the South, i. e. inwards. This angle probably diminished gradually also upwards. The pattern actually observed would be thus a joint effect of primary changes both vertical and horizontal and of latter different shortenings due to folding. It may be suggested that shortening

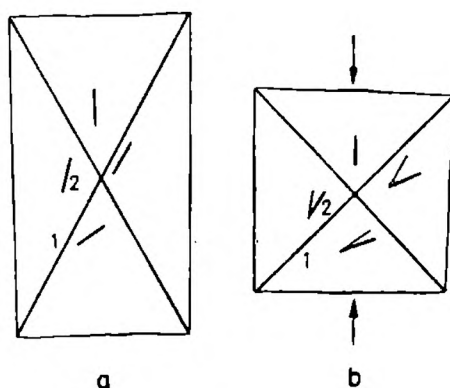


Fig. 5. Shortening and accompanying rotation. a — before rotation; b — after rotation. 1 — joints; 2 — clastic transport indices

Fig. 5. Skrócenie oraz towarzyszące mu rotacje. a — przed skróceniem; b — po skróceniu. 1 — cios; 2 — wskaźniki kierunku transportu

occurred not exclusively as a result of movements between beds, but also in the beds themselves. It might be an effect of a flow of rocks during flexural-flow folding. Such may have been, at least partly, the mechanism of folding in Outer Carpathians. The flow of rocks would result in a rotation of joint surfaces (Fig. 5). Some recent investigations seem to indicate that such rotation may be caused also by a concentric folding. Schumacher (1972, pp. 22—3, fig. 23) found in the Alpes Cottiennes rotations of anterior lineations by chevron folds or by flattened concentric folds with exclusively incipient cleavage.

In the area studied, besides the rotation of joints, the flexural-flow folding is suggested by some mesostructural criteria: 1° striae on the surfaces of beds, characteristic for flexural-slip folding are exceptionally rare, 2° longitudinal tension joints occur in places inside the beds as it is characteristic for flexural-flow folding (cf. Gratier et al. 1973, fig. 36), and 3° displacements between adjoining beds do not seem to be present everywhere, welded contacts between sandstone and shale layers occurring in the thin bedded flysch.

It cannot be excluded that the rotation of the surfaces of transverse

joints was at least partly brittle, analogous to that proved by Freund (1970) in the case of strike-slip faults in Sistan, basing on experiments by Cloos (1955). This would be a cataclastic flow of Stearns (1969) at the scale of jointing. It seems however that such a mechanism cannot completely explain the flow of the Carpathian flysch rocks, as indicated by the above mentioned scarcity of traces of movement on the surfaces of layers, the scarcity of striae on the joint surfaces, and the presence of longitudinal tension joints inside the layers.

IMPLICATIONS OF FLEXURAL-FLOW FOLDING

The abrupt change of the dihedral angle between complementary transverse joint sets from one side of an overthrust surface to the other allows to trace precisely such surfaces in monotonous rocks. This may help to map flysch complexes.

Changes in thickness of rock series subjected to flexural-flow folding may impede structural, palaeogeographic and palinspastic reconstructions. Norris (1971, p. 27) pointed out that the traditional methods of calculating depth of décollement surfaces involve important errors in the case of flow along fold axes. Gratier et al. (1973) conclude that in the case of flexural-flow folding it is not possible to reconstruct the original length of beds by simple refolding. Gratier (in Gratier et al., l. c., p. 30) thinks that in the west part Côte Alamele (sedimentary cover of the Pelvoux Massif) there occurs in spite of gentle folding a 2.5 times shortening; this he thinks is one of the causes of considerable differences in thickness in this region, hitherto explained by complex palaeogeographical models.

In the present case the value of the rotation of joint surfaces does not probably determine the entire layer shortening. The value of layer shortening prior to folding (Milnes 1971) is not clear. In some cases this component of the shortening may be significant as implied by model research and experiments (Hudleston and Stephansson 1973) and by deformations of fossils in seemingly gently disturbed or even undisturbed rocks (Bambach 1973, Watkinson 1973).

Flexural-flow folding would imply also a rotation of clastic transport indices attaining in the Krynica zone some 30° as implied by changes of dihedral angle between transverse joint sets (fig. 5). It might be suggested that palaeogeographical reconstructions of the Outer Carpathians hitherto made without accounting for horizontal rotations of the indices should be revised.

It would seem also that tectonical deformations of sedimentary structures (Pettijohn 1960), and particularly their assymetry (Talbot and Hobbs 1969), should be more closely studied.

CONCLUSIONS

1. In the Outer Carpathians the value of the dihedral angle between transverse complementary joint sets is structurally controlled.
2. The control is due to internal rotation of rock mass subjected to flexural-flow folding.
3. Overthrust surfaces are indicated by abrupt changes of the values of dihedral angle between transverse complementary joint sets.
4. A revision of hitherto accepted palaeogeographical reconstructions of the Outer Carpathians made without accounting for horizontal rotations of clastic transport indices is suggested.

Acknowledgments. I should like to thank S. Dzułyński, G. Haczewski, J. Krokowski, and S. Kwiatkowski for their helpful criticism of a draft of this note.

Laboratory of Geology
Polish Academy of Sciences
31-002 Kraków, Senacka 3

Manuscript received III 1976,
accepted XII 1976

REFERENCES

WYKAZ LITERATURY

- Babcock E. A. (1973). Regional jointing in Southern Alberta. *Can. J. Earth Sci.*, 10, no. 12, pp. 1769—81.
- Babcock E. A. (1973a). Regional jointing in Southern Alberta. *GSA, Abstract prog.*, 5, no. 6, p. 461.
- Bambach R. K. (1973). Tectonic deformation of composite-mold fossil Bivalvia (Mollusca). *Amer. J. Sci.*, 273-A, pp. 409—30.
- Boretti-Onyszkiewicz W. (1968). Cios we fliszu zachodniego Podhala (Joints in the flysch of western Podhale). *Acta geol. pol.*, 18 no. 1, pp. 101—52.
- Burger H. R., III, Thompson M. D. (1970). Fracture analysis of the Carmichael Peak anticline, Madison County, Montana. *GSA, Bull.*, 81, no. 6, pp. 1831—5.
- Charlesworth H. A. K. (1969). Some observations on the age of jointing in macroscopically folded rocks. *Geol. Surv. Canada, Paper*, 68—52, pp. 125—35.
- Cloos E. (1955). Experimental analysis of fracture patterns. *GSA, Bull.*, 66, no. 3, pp. 241—56.
- Cook A. C., Johnson K. R. (1970). Early joint formation in sediments. *Geol. Mag.*, 107, no. 4, pp. 361—368.
- Crosby G. W. (1973). The mechanical significance of deformation within overthrust plates. *Brigham Young Univ. Geol. Stud.*, 20, no. 4, pp. 117—36. Provo, Utah.
- Dennis J. G. (1972). Structural geology. 532 p. *The Ronald Press Co.*
- Dieterich J. H., Carter N. L. (1969). Stress history of folding. *Amer. J. Sci.*, 267, no. 2, pp. 129—54.
- Freund R. (1970). Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran. *J. Geol.*, 78, no. 2 pp. 188—200.
- Gamkrelidze I. P. (1976). Mechanism of tectonic structure formation and some general problems of tectogenesis. *Akad. Nauk Geor. SSR, Trudy*, 52, 226 p. (in russ. engl. summ.).
- Gratier J. -P., Lejeune B., Vergne J. -L. (1973). Etude des déformations de

- la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins de Belle-donne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). *Thèse doct., Grenoble*, 289 p., 2 vol.
- Gruneisen P. (1972). Fracturation naturelle des roches associées à divers modèles structuraux. Anticlinal de la Lance (Drôme), Dôme de Sao-Mamede (Portugal). *Thèse doct., Univ. Louis Pasteur Strasbourg*, 75 p.
- Hancock P. L. (1964). The relations between folds and late-formed joints in South Pembrokeshire. *Geol. Mag.*, 101, no. 2, pp. 174—84.
- Hancock P. L. (1968). Joints and faults: the morphological aspects of their origin. *Proc. Geol. Assoc.*, 79, no. 2., pp. 141—51. Colchester.
- Harris J. F., Taylor G. J., Walper J. M. (1960). Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structure. *AAPG, Bull.*, 44, no. 12, pp. 1853—73.
- Hodgson R. A. (1961). Regional study of jointing in Comb Ridge-Navajo mountain area, Arizona and Utah. *AAPG, Bull.*, 45, no. 1, pp. 1—38.
- Hudleston P. J., Stephansson O. (1973). Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers. *Tectonophysics*, 17, no. 4, pp. 299—321.
- Jaroszewski W. (1972). Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from north-eastern mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains). *Studia geol. pol.*, 38, 210 p.
- Kąbitlewski S. (1972). Cios poszaniżowy w strukturach reglowych rejonu Czerwonej Przełęczy (Jointing of post-nappic age in the tatric series of the Tatra Mts.) *Acta geol. pol.*, 22, no. 1, pp. 83—91.
- Książkiewicz M. (1968). Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych (Observations on jointing in the Flysch Carpathians). *Ann. Soc. Géol. Pol.*, 38, no. 2—3, pp. 335—84.
- Matauer M. (1967). Introduction à la microtectonique. *Science Progrès, La Nature*, no. 3383, pp. 81—9.
- McQuillan H. (1973). Small-scale fracture density in Asmari formation of south-west Iran and its relation to bed thickness and structural setting. *AAPG, Bull.*, 57, no. 12, pp. 2367—85.
- Milnes A. G. (1971). A model for analysing the strain history of folded competed layers in deeper parts of orogenic belts. *Ecl. Geol. Helv.*, 64, no. 2, pp. 335—42.
- Morawski W. (1972). Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. (Tectonics of the northern limb of the Podhale synclinorium). *Acta geol. pol.*, 22, no. 3, pp. 574—91.
- Moseley F., Ahmed S. M. (1973). Relationship between joints in Pre-Cambrian, Lower Palaeozoic and Carboniferous rocks in the West Midlands of England. *Proc. Yorkshire geol. Soc.*, 39, no. 3, pp. 295—314.
- Muecke G. K., Charlesworth H. A. K. (1966). Jointing in folded Cardium sandstones along the Bow river, Alberta. *Canad. J. Earth Sci.*, 3, pp. 579—96.
- Muehlberger W. R. (1961). Conjugate joint sets of small dihedral angle. *J. Geol.*, 69, no. 2, pp. 211—9.
- Nickelsen R. P., Van Ness Hough D. (1967). Jointing in the Appalachian Plateau of Pennsylvania. *GSA, Bull.*, 78, no. 5, pp. 609—29.
- Norris D. K. (1971). Comparative study of the Castle River and other folds in the Eastern Cordillera of Canada. *Geol. Surv. Canada, Bull.*, 205, 58 p.
- Oszczytko N. (1973). Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. (The geology of the Nowy Sącz basin (the Middle Carpathians). *Inst. Geol. Biul.*, 271, pp. 101—97. Warszawa.

- Oszczypko N. (1975). Budowa geologiczna Beskidu Sądeckiego między Jazowskiem i Tyłmanową. *Kwart. geol.*, 19, no. 4, pp. 946—7. Warszawa.
- Parker J. M., III. (1942). Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *GSA, Bull.*, 53, no. 3, pp. 381—408.
- Parrish D. K. (1973). A nonlinear finite element fold model. *Amer. J. Sci.*, 273, no. 4, pp. 318—334.
- Paterson M. S. (1958). Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *GSA, Bull.*, 69, no. 4, pp. 465—75.
- Pettijohn F. J. (1960). Some contributions of sedimentology to tectonic analysis. *Intern. Geol. Congr.*, 21, part 18, pp. 446—54. Copenhagen.
- Price N. J. (1959). Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.*, 96, no. 2, pp. 149—67.
- Reches Z. (1976). Analysis of joints in two monoclines in Israel. *GSA, Bull.*, 87, no. 11, pp. 1654—62.
- Roberts J. C. (1961). Feather fracture, and the mechanics of rock-jointing. *Amer. J. Sci.*, 259, no. 7, pp. 481—92.
- Schumacher F. (1972). Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). *Thèse doct. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 82 p.
- Secor D. T., Jr. (1965). Role of fluid pressure in jointing. *Amer. J. Sci.*, 263, no. 8, pp. 633—46.
- Sheldon P. (1912). Some observations and experiments on joint planes. *J. Geol.*, 20, pp. 53—79, 164—90.
- Stearns D. W. (1969). Fracture as a mechanism of flow in naturally deformed layered rocks. *Geol. Surv. Canada, Paper 68—52*, pp. 79—95.
- Talbot J. L., Hobbs B. E. (1969). Reconstruction of tectonically deformed sedimentary structures. *Geol. Rdsch.*, 59, no. 1, pp. 213—22.
- Tokarski A. K. (1975). Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). *Ann. Soc. Géol. Pol.*, 45, no. 3—4, pp. 327—59.
- Watkinson A. J. (1973). Deformed trilobites from Metalline, Pend Oreille County, Washington. *GSA, Abstracts prog.*, 5, no. 6, p. 522.
- Wood G. H., Arndt H. H., Carter M. D. (1969). Systematic jointing in the western part of the Anthracite Region of eastern Pennsylvania. *Geol. Surv., Bull.*, 1271—D, 17 p. Washington.

STRESZCZENIE

Treść. We fliszu Karpat Zewnętrznych zmiany wielkości kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu poprzecznego są kontrolowane strukturalnie. W obrębie strefy krynickiej wielkość tego kąta rośnie systematycznie ku zewnątrz osiągając maksimum przy powierzchni nasunięcia. Zmiany te powstały w wyniku rotacji wewnętrznej mas skalnych w następstwie fałdowania ze zginania z płynięciem.

KĄT POMIĘDZY KOMPLEMENTARNYMI ZESPOŁAMI CIOSU

W strefie krynickiej jednostki magurskiej wielkość kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu poprzecznego podlega dużym zmianom (Tokarski 1975).

Według Muehlbergera (1961) wielkość kąta pomiędzy komple-

mentarnymi zespołami ścięć jest zależna pozytywnie od wielkości σ_3 , co wynika bezpośrednio z teorii Coulomba-Mohra. Koncepcja Muehlbergera (l. c.) została potwierdzona przez terenowe badania Muecke i Charleswortha (1966) na przedpolu Gór Skalistych oraz Jaroszewskiego (1972) w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. W obu przypadkach wielkość kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu maleje na zewnątrz górotworów. Zwraca uwagę, że oba testy terenowe zostały przeprowadzone w łagodnie sfałdowanych rejonach. Wydaje się, że w terenach silniej zaangażowanych tektonicznie zależność wielkości kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu od pozycji strukturalnej może być bardziej skomplikowana.

WIEK CIOSU

Wiek i geneza ciosu w sfałdowanych rejonach pozostają ciągle sprawą dyskusyjną (Hancock 1968). Prawdopodobnie najprostszym wytłumaczeniem kontrowersyjnych poglądów jest przyjęcie różnej genezy i wieku ciosu dla poszczególnych obszarów (Jaroszewski 1972). Hipoteza Price'a (1959) o pofałdowym wieku ciosu wydaje się nie mieć charakteru uniwersalnego.

OBSERWACJE TERENOWE W STREFIE KRYNICKIEJ

Wyniki dotychczasowych badań w utworach paleogenu strefy krynickiej wskazują na przedfałdowy wiek ciosu poprzecznego. Tworzą go tu dwa zespoły komplementarne o genezie ścięciowo-ekstensyjnej (Tokarski 1975).

Strefa krynicka na wschód od Dunajca tworzy samodzielną jednostkę tektoniczną nasuniętą ku północy na strefę sądecką (Oszczypko 1973, 1975). Przedstawione obserwacje zebrano w dolinie Dunajca (fig. 1, 2) w warstwach magurskich zewnętrznej części strefy krynickiej oraz w warstwach łąckich na jej bezpośrednim przedpolu. Uwzględniono jedynie te odsłonięcia lub grupy odsłonień monoklinalnie ułożonych warstw, dla których można było dokonać przynajmniej 50 pomiarów (fig. 3). Pomiary wykonano głównie w piaskowcach gruboławicowych. Jedynie w tych przypadkach, gdzie nie było możliwe przeprowadzenie 50 obserwacji w piaskowcach gruboławicowych, brakującą ilość pomiarów uzupełniano w piaskowcach cienkoławicowych. Zarysowało się pytanie, w jakim stopniu są porównywalne pomiary w ławicach piaskowców o różnych miąższościach. Dla rozstrzygnięcia tej kwestii przeprowadzono obserwacje w odsłonięciu monoklinalnie ułożonych warstw oddzielnie dla ławic o miąższości 19 cm oraz 65—75 cm (fig. 4). Okazuje się, że wielkość kąta pomiędzy poprzecznymi zespołami ciosu wynosi 48° dla ławicy o miąższości 19 cm oraz 44° dla ławicy 65—75 cm, czyli zdaje się być niezależna od miąższości ławic.

W omawianym rejonie (fig. 3) występują cztery zespoły ciosu. Dwa katetalne, poprzeczne zespoły komplementarne T_1 i T_2 , subkatetalny zespół podłużny L, oraz podrzędny zespół pokładowy B subbrównoległy do uławicenia.

Zmiany wielkości kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu poprzecznego zachodzą tu w sposób kierunkowy. Kąt ten rośnie systematycznie od 28° w centralnej części strefy krynickiej do 107° u czoła nasunięcia krynickiego. Dalej ku północy, na przedpolu nasunięcia, wartość kąta spada skokowo do $20\text{--}30^\circ$.

INTERPRETACJA

Długość odcinka warstwy fałdowanej koncentrycznie zmienia się w sposób zróżnicowany. W normalnych skrzydłach fałdów warstwa zostaje skrócona, w skrzydłach odwróconych podlega wydłużeniu. Przy osiągnięciu maksymalnego w danych warunkach wydłużenia powstaje nasunięcie. Dla poszczególnych płaszczowin skrócenia będą najmniejsze w ich częściach wewnętrznych, skąd rosną na zewnątrz osiągając maksimum u czoła nasunięcia (C r o s b y 1973, fig. 1).

Cios poprzeczny w strefie krynickiej zdaje się być wieku przedfałdowego. Należy sądzić, że pierwotnie wielkość kąta pomiędzy zespołami komplementarnymi zmniejszała się systematycznie w kierunku elementu inicjującego cios (M u e h l b e r g e r 1961), a więc bądź ku północy w kierunku przedpola Karpat, bądź też ku południowi. Prawdopodobnie kąt ten zwiększał się również stopniowo w dół profilu. Obserwowany aktualnie obraz byłby więc łącznym efektem pierwotnych zmian zachodzących zarówno w poziomie, jak i w pionie oraz późniejszych zróżnicowanych skręceń utworzonych w wyniku fałdowania. Nasuwa się wniosek, że skrócenia zachodziły nie w wyniku ruchu (lub nie tylko w wyniku ruchu) pomiędzy ławicami, ale wewnątrz ławic. Jest to zapewne efekt płynięcia skał podczas fałdowania ze zginania z płynięciem. Taki byłby więc, przynajmniej częściowo, mechanizm fałdowania w Karpatach Zewnętrznych. Wynikiem płynięcia skał zdaje się być rotacja powierzchni ciosu (fig. 5).

Za zachodzeniem fałdowania z udziałem płynięcia przemawia ponadto kilka argumentów mezostrukturalnych. Po pierwsze, rysy na powierzchniach ławic, charakterystyczne dla fałdowania ze zginania z poślizgiem, występują tu wyjątkowo rzadko. Po drugie, podłużny cios tensyjny występuje tu również wewnątrz ławic w sposób charakterystyczny dla fałdowania z płynięciem (G r a t i e r et al. 1973). Po trzecie, przeciwko przesunięciom pomiędzy ławicami przemawia też przyspojony charakter kontaktów pomiędzy ławiczkami piaskowców i łupków występujący miejscami we fliszu cienkoławicowym.

KONSEKWENCJE FAŁDOWANIA ZE ZGINANIA Z PŁYNIĘCIEM

Gwałtowna zmiana wielkości kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu poprzecznego po obu stronach powierzchni nasunięcia stwarza możliwość precyzyjnego wyznaczenia przebiegu tych powierzchni w obrębie jednorodnych utworów.

Zmiany miąższości serii fałdowanych przez zginanie z płynięciem utrudniają w sposób istotny przeprowadzenie rekonstrukcji strukturalnych (N o r r i s 1971) oraz paleogeograficznych i palinspastycznych (G r a t i e r et al. 1973).

Konsekwencją fałdowania ze zginania z płynięciem byłaby również rotacja wskaźników kierunków transportu osiągająca przy stwierdzonych w strefie krynickiej zmianach wielkości kąta pomiędzy komplementarnymi zespołami ciosu poprzecznego wielkość rzędu 30° (fig. 5). Sugeruje to celowość przeprowadzenia rewizji dotychczasowych rekonstrukcji paleogeograficznych dla Karpat, które nie uwzględniają poziomej rotacji wskaźników kierunków transportu.

Należałoby również zwrócić większą uwagę na deformacje tektoniczne samych struktur sedymentacyjnych (P e t t i j o h n 1960), a w szczególności na ich asymetrię (T a l b o t i H o b b s 1969).

*Pracownia Geologii Młodych Struktur
ZNG PAN
31-002 Kraków, ul. Senacka 3*