ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE
ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

v. 55/3–4: 375–422 Kraków 1985

Paweł ALEKSANDROWSKI

TEKTONIKA REGIONU BABIOGÓRSKIEGO: INTERFERENCJA ZACHODNIO- I WSCHODNIOKARPACKICH KIERUNKÓW FAŁDOWYCH

Structure of the Mt. Babia Góra region, Magura nappe, Western Outer Carpathians: an interference of West and East Carpathian fold trends

Paweł Aleksandrowski: Structure of the Mt. Babia Góra region, Magura nappe, Western Outer Carpathians: an interference of West and East Carpathian fold trends. [In Polish, English summary]. Ann. Soc. Geol. Poloniae 55/3–4: 375–422, 1985, Kraków.

Abstract: Upper Cretaceous to Lower Oligocene non-metamorphosed flysch sequence of the Mt Babia Góra region reveals interference fold structure. Longitudinal F_L folds, trending parallel to the West Carpathian flysch belt (SW–NE to W–E), are the main structures recognizable on maps. Younger, diagonal F_D folds and fault-folds of the East Carpathian trend (NW–SE) are superimposed upon F_L structures, resulting in an outcrop pattern characteristic of buckle folds' interference. The F_D folds may have formed due to left-lateral strike-slip displacement of the Inner with respect to the Outer Carpathians along the Pieniny Klippen Belt or/and due to a shortening of the flysch substratum during the late stages of folding and thrusting of the East Carpathians. The F_L Oligocene to Early Miocene folding gave rise to formation of a regional pattern of joint anisotropy which was next supplemented with new directions during later F_L, and F_D compressional events. The subsequent opening of joints controlled by the joint anisotropy was a prolonged process lasting until recently. Most faults seem to be younger than the F_L folds and to have formed along pre-existing joints and planes of joint anisotropy. They are mainly dip-slip faults recurrently reactivated during the successive compressional and tensional tectonic events. The structural investigations did not confirm a hypothesis of post-folding, dextral strike-slip displacement along the Skawa River faults.

Key words: structural geology, tectonic fabric, buckle folds, fold interference, dip-slip faults, slickensides, joints, jointing mechanisms, residual strains, microcracks, feather fractures, Oligocene–Miocene orogeny, drape folding, basement fault reactivation, strike-slip displacement, fold-thrust belt, flysch zone, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland.

Treść: Płaszczowina magurska w rejonie Babiej Góry wykazuje interferencyjną budowę fałdową. Na starsze, podłużne fałdy F_L, przebiegające równolegle do orogenu, nakładają się młodsze, ukośne struktury fałdowe i fałdowo-uskokowe F_D o rozciągłości NW–SE. Obraz kartograficzny ukazuje typowy układ interferencyjny fałdów ze zginania. Powstanie struktur F_D tłumaczyć można lewoskrętnym przesunięciem Karpat wewnętrznych względem zewnętrznych wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego lub/i kompresyjnym skróceniem podłoża fliszu w związku z przedłużającymi się ruchami nasuwczymi i fałdowymi w Karpatach Wschodnich. Podczas etapu fałdowego F_L (oligocen–dolny miocen) założona została regionalna sieć ciosu w postaci ukrytej cechy teksturalnej – anizotropii ciosowej. Ta ostatnia wzbogaciła się o nowe kierunki podczas kolejnych etapów kompresji: F_L, i F_D. Ujawnienie się (otwarcie)

ciosu nastąpiło kosztem anizotropii ciosowej w toku długotrwałego procesu, aktywnego jeszcze i współcześnie. Wydaje się, że większość uskoków jest młodsza od fałdów F_L i że wykształciły się one głównie przez wykorzystanie anizotropii ciosowej i częściowo już ujawnionej sieci ciosu. Podczas kolejnych kompresyjnych i ekstensyjnych etapów deformacji uskoki przejawiały różnokierunkową aktywność, głównie zrzutową. Badania strukturalne nie potwierdziły hipotezy o pofałdowym, prawoskrętnym ruchu przesuwczym wzdłuż linii dyslokacyjnej Skawy.

Paweł Aleksandrowski: Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

manuscript received: September, 1984 accepted: October, 1984

WSTĘP

W badaniach tektonicznych prowadzonych na obszarze polskich Karpat zewnętrznych metodykę analizy strukturalnej wykorzystywano do niedawna w niewielkim tylko zakresie. Pierwszym istotnym osiągnięciem w tej dziedzinie stała się praca Książkiewicza (1968) poświęcona spękaniom ciosowym zachodnich Karpat fliszowych, oparta na pomiarach dokonanych w kilkunastu odsłonięciach rozrzuconych na rozległym obszarze od Mszany po Cieszyn. Obserwacje dotyczące wykształcenia mezostruktur tektonicznych: fałdów, uskoków, ciosu i struktur ślizgowych przeprowadził też A.K. Tokarski (1975, 1977) wzdłuż liczącego 8 kilometrów odcinka doliny Dunajca w obrębie płaszczowiny magurskiej.

W celu kompleksowego rozpoznania geologii strukturalnej wybranego wycinka Karpat zewnętrznych, przeprowadziłem w latach 1978—81 szczegółowe studia terenowe w okolicach Babiej Góry na obszarze około 600 km² (Aleksandrowski, 1983). Badaniami objąłem ponad 520 odsłonięć i ciągów odsłonięć, dokonując ponad 12 tys. pomiarów różnego typu elementów strukturalnych. Przegląd najważniejszych wyników tych badań zawiera niniejsza praca[1].

Geologia regionu babiogórskiego została szczegółowo rozpoznana przez Książkiewicza (1935, 1948, *1951*, 1958, 1966, *1966*, 1970a, b, *1971*, 1972, *1974*, *1978*)[2], który w ciągu ponad 40 lat (1932—1976) skartował na tym obszarze całą szerokość płaszczowiny magurskiej. Prace badawcze przeprowadziłem opierając się na mapach tego autora (Książkiewicz, *1966*, *1971*, *1974*, *1978*); jedynie w skrajnie południowym pasie płaszczowiny wykorzystałem zdjęcie geologiczne Watychy (*1977*).

Badania wykonałem jako doktorant Instytutu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk w Pracowni Tektoniki Karpat w Krakowie, pod kierownictwem naukowym Prof. Dr. K. Birkenmajera oraz Dr. A.K. Tokarskiego. W pracy uwzględniłem szereg uwag krytycznych Prof. Dr. W. Jaroszewskiego i Prof. Dr. A. Ślączki. Wiele wysiłku w przygotowanie dokumentacji fotograficznej pracy włożyli: Paweł Szewczyk i Jurand Wojewoda. Wszystkim wymienionym składam serdeczne podziękowanie.

[1] Szczegółowo udokumentowana, obszerna wersja pracy jest przygotowywana do druku w serii „Studia Geologica Polonica".

[2] Kursywą oznaczono prace, które nie są podane w spisie literatury.

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Płaszczowina magurska, „najbardziej alpejska, największa i najbardziej samodzielna jednostka Karpat północnych" (Świdziński, 1971) stanowi stosunkowo cienką pokrywę fliszową płasko nasuniętą na niżejległe jednostki na odległość kilkudziesięciu kilometrów (minimalne udokumentowane wartości: 20–40 km, Świdziński, 1971). W rejonie babiogórskim, w głębokim na 3850 m otworze Sucha IG 1, zlokalizowanym około 4,5 km na południe od linii nasunięcia magurskiego, na głębokości 1760 m nawiercono spąg płaszczowiny. Pod nim stwierdzono obecność warstw krośnieńskich jednostki śląskiej, przykrywających silnie roztarte i zbrekcjowane utwory serii śląskiej i podśląskiej, które są ograniczone od dołu powierzchnią nasunięcia karpackiego (2214 m). W podłożu fliszu przebito liczący 23 m miąższości pakiet allochtonicznego miocenu dolnego, a następnie (do głębokości 3168 m) niezaburzone tektonicznie osady dolnego badenu i karpatu (lub może nawet niższych jeszcze pięter miocenu) spoczywające na osadach karbonu (do 3618 m) i dewonu (Ślączka, 1976, 1977).

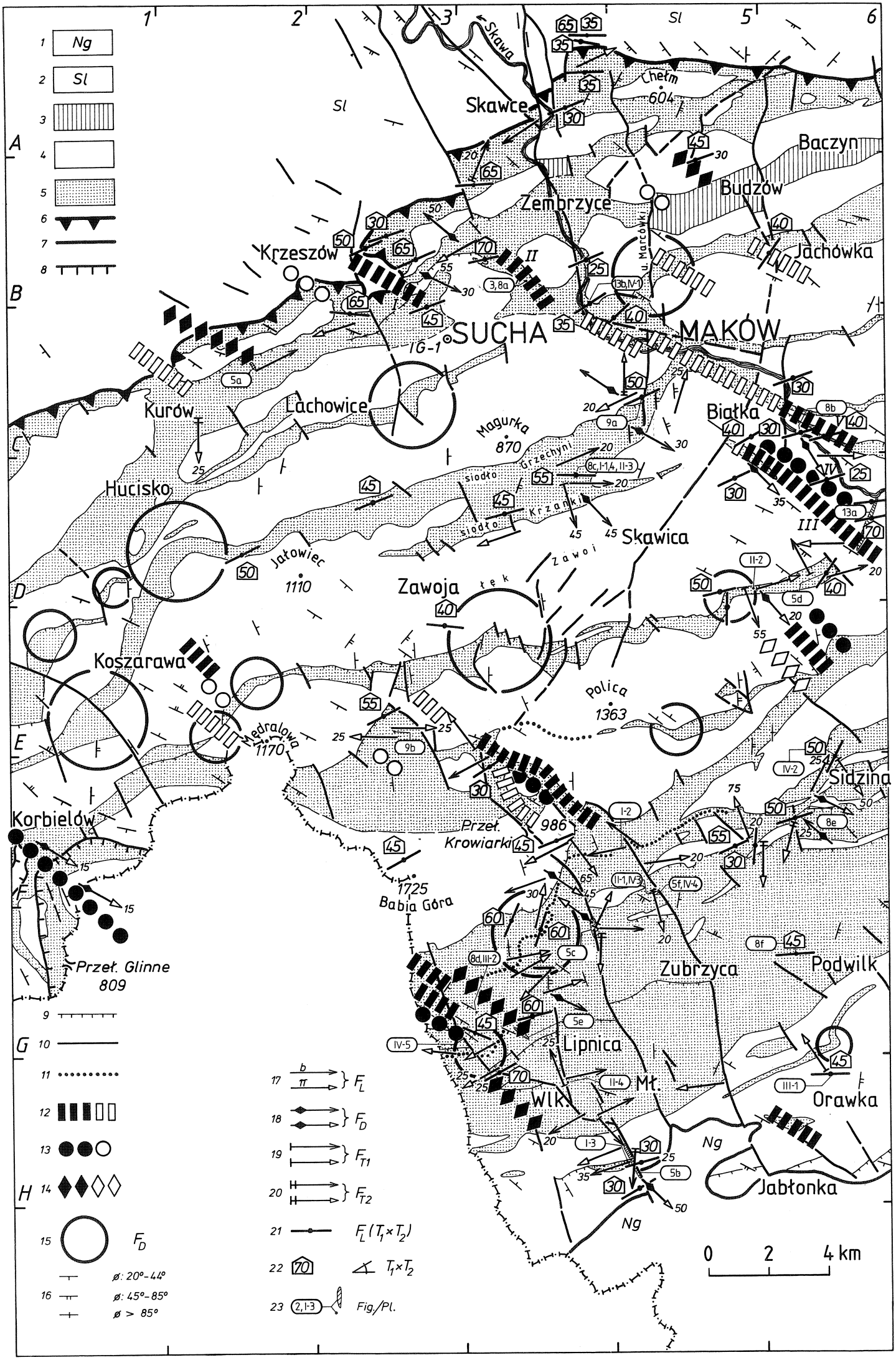
W rejonie Babiej Góry w skład płaszczowiny magurskiej wchodzą utwory fliszowe o wieku od senonu po najwyższy eocen/eo-oligocen (Jednorowska, 1966; Książkiewicz, 1966, *1971*, *1974*; Bieda *et al.*, 1967), charakteryzujące się znaczną zmiennością facjalną i diachronizmem wielu ogniw litostratygraficznych.

Najbardziej południowa część płaszczowiny w strefie kontaktu z pienińskim pasem skałkowym jest przykryta przez lądowe osady basenu orawsko-nowotarskiego, osiągające 700 m miąższości (Watycha, 1976, *1977*).

Wiek ich oceniany jest rozbieżnie. Według Watychy zawiera się on w przedziale: miocen dolny (ottnang) – miocen środkowy (ocena na podstawie makrofaunistycznych badań Woźnego, 1976), podczas gdy zdaniem Oszast i Stuchlika (1977) odpowiadać ma badenowi (ocena na podstawie danych palynologicznych, uważanych przez Birkenmajera, 1978, za bardziej wiarygodne). Słabo zaburzone osady neogenu orawsko-nowotarskiego zalegające na sfałdowanym fliszu wyznaczają górną granicę wieku głównych deformacji fałdowych południowej części płaszczowiny magurskiej.

W obszarze babiogórskim, na całej szerokości jednostki magurskiej wydzielił Książkiewicz (1966, *1971*, *1974*) około 20 dużych antyklin i tyleż rozdzielających je synklin, o przebiegu z grubsza równoległym do linii nasunięcia magurskiego i do rozciągłości orogenu karpackiego. Fałdy te, zwane w dalszej części pracy podłużnymi, są często złuskowane i zazwyczaj obalone ku północy, choć nie brakuje też fałdów stojących lub nawet nachylonych „wstecznie", ku południowi.

Znaczną rolę w budowie obszaru odgrywają poprzeczne uskoki (Książkiewicz, 1966, *1971*, *1974*); niektóre z nich przedłużają się z płaszczowiny magurskiej w śląską (fig. 1); w nielicznych przypadkach uskoki rozdzielają obszary odmiennie sfałdowane. Szczególne znaczenie przypisywane jest (Książkiewicz, 1935, *1951*, 1958, 1966, 1970a, 1972, *1974*) dyslokacjom rozwiniętym wzdłuż linii Skawy. Ciągłość fałdów dochodzących z obu stron do tej linii ulega przerwaniu, a skrzydła dyslokacji różnią się tektoniką. Zdaniem Książkiewicza (1966) „jest zagadnieniem otwartym, czy system dyslokacji powstał już po utworzeniu się siodeł i łęków, których osie wskutek ruchów przesuwczych zostały względem siebie poprzesuwane, czy też masy skalne w czasie ruchu nasuwawczego pękły i po obu stronach utworzonego systemu pęknięć fałdowały się odrębnie". W pracach późniejszych (Książkiewicz, 1970a, 1972, *1974*) cytowany autor przychyla się raczej do poglądu o przesuwczym charakterze linii Skawy, przyjmując przesunięcie wschodniego skrzydła



Ng
Sl
Skawa
Skawce
Chełm
604
Baczyn
Budzów
Zembrzyce
Jachówka
Krzeszów
SUCHA
MAKÓW
IG-1
Kurów
Lachowice
Magurka
870
Białka
Hucisko
siodło Grzechyni
siodło Krzanki
Skawica
Jałowiec
1110
Zawoja
łęk Zawoi
Koszarawa
Polica
1363
Mędralowa
1170
Sidzina
Korbielów
Przeł. Krowiarki
986
1725
Babia Góra
Przeł. Glinne
809
Zubrzyca
Podwilk
Lipnica
Mł.
Wlk.
Orawka
Jabłonka
0 2 4 km
ø: 20°-44°
ø: 45°-85°
ø > 85°
Fig./Pl.

dyslokacji o 4 do 6 km w kierunku południowym w strefie brzeżnej płaszczowiny, zaś ku południowemu wschodowi w bardziej wewnętrznych partiach tej ostatniej.

FAŁDY

FAŁDY PODŁUŻNE I UKOŚNE

Dla obrazu kartograficznego obszaru badań charakterystyczny jest kręty, falisty przebieg granic geologicznych równoległych do rozciągłości dużych struktur fałdowych, który, podobnie jak zaznaczający się w niektórych miejscach wysoce nieregularny kształt wychodni, w małym tylko stopniu może być wytłumaczony przyczynami intersekcyjnymi. W kilku rejonach zostały wykartowane (Książkiewicz, 1935, *1951*, 1966, 1970a, *1974*) niewielkie rozmiarami struktury fałdowe lub fałdowo-uskokowe, przebiegające poprzecznie bądź diagonalnie w stosunku do dominujących w obrazie kartograficznym fałdów podłużnych. Są to: siodło Krzeszowa na północnym skraju płaszczowiny (I w prostokącie B—C3 na fig. 1), obejmujące jednocześnie utwory jednostki magurskiej i śląskiej, oraz — w bardziej wewnętrznych rejónach płaszczowiny — siodła Błądzonki (II: B—C4

Fig. 1. Mapa tektoniczna regionu babiogórskiego (podkład geologiczny według Książkiewicza, *1966*, *1971*, *1974*; Watychy, *1977*; oraz Golonki i Wójcika, *1978*; uproszczony i częściowo zmieniony). *1* — osady neogenu obniżenia orawsko-nowotarskiego, *2* — płaszczowina śląska, *3—5* płaszczowina magurska, *3* — łupki nadmagurskie, *4* — piaskowce magurskie, *5* — ogniwa fliszu podścielające piaskowce magurskie, *6* — nasunięcie magurskie, *7* — południowy zasięg wychodni płaszczowiny magurskiej, *8* — nasunięcie jednostki bystrzyckiej, *9* — lokalne nasunięcia, *10* — uskoki, *11* — ślady osiowe wybranych makrofałdów podłużnych, *12—14* — makrofałdy ukośne typu 1: symbole pełne — rozpoznane, symbole puste — przypuszczalne, *12* — antykliny, *13* — synkliny, *14* — struktury o nie rozpoznanym charakterze, *15* — makrofałdy ukośne typu 2, *16* — „nietypowe" biegi warstw: ukośne lub poprzeczne, dla różnych wartości kątów upadu φ (według map cytowanych autorów), *17—20* — osie mezo- i makroskopowych fałdów poszczególnych systemów: *b* — z bezpośrednich pomiarów, π — jako osie pasów rozrzutu uławicenia dla różnej wielkości odcinków pomiarowych; liczba oznacza kąt nachylenia (dla $\varphi \geqslant 20°$), *21* — orientacja osi fałdów F_L wyznaczona położeniem dwusiecznej kąta rozwartego między spękaniami T_1 i T_2, *22* — wartość kąta 2θ między spękaniami T_1 i T_2, *23* — lokalizacja obiektów przedstawionych na ilustracjach (cyfry arabskie — numery figur, cyfry rzymskie — numery plansz)

Fig. 1. Structural map of the Mt. Babia Góra region (geology after Książkiewicz, *1966*, *1971*, *1974*; Watycha, *1977*; and Golonka & Wójcik, *1978*; simplified and partly modified). *1* — Neogene of Orawa—Nowy Targ basin, *2* — Silesian nappe; *3—5* — Magura nappe, *3* — Supra-Magura Shale, *4* — Magura Sandstone, *5* — flysch members underlying Magura Sandstone, *6* — Magura thrust; *7* — southern surficial extent of Magura nappe, *8* — Bystrzyca unit thrust, *9* — local thrusts, *10* — faults, *11* — axial traces of chosen F_L macrofolds, *12—14* — F_D macrofolds of type 1: full symbols — recognized, open symbols — supposed, *12* — anticlines, *13* — synclines, *14* — structures of unknown character; *15* — F_D macrofolds of type 2, *16* — "anomalous" strikes of beds: diagonal or transverse, for different dip angles φ (after data of the above quoted authors); *17—20* — axes of meso- and macrofolds of different systems: *b* — from direct measurements, π — as π-axes of bedding poles distribution girdles found on projection net for domains of various sizes; numerically given are plunge angles (for $\varphi \geqslant 20°$); *21* — F_L fold axes orientation as given by attitude of obtuse angle bisectrix between T_1 and T_2 joints, *22* — acute angle 2θ between T_1 and T_2 joints, *23* — location of illustrations (Arabic numerals — numbers of figures, Roman numerals — numbers of plates)

na fig. 1) i Juszczyna (III: D5 – 6) oraz łęk Sarniej Góry (IV: D6). W interpretacji Książkiewicza (1935, 1966, *1974*) struktury te mają charakter lokalnych komplikacji tektoniki i spowodowane są bądź to zmianami kierunku przebiegu pobliskiego brzegu płaszczowiny (dwa pierwsze z wymienionych elementów strukturalnych), bądź też (trzy pozostałe) mają być efektem wygięcia fałdów podłużnych w sąsiedztwie przesuwczej linii dyslokacyjnej Skawy. Podobne struktury zaznaczają się jednak również i w okolicach przełęczy Krowiarki (E – F4 na fig. 1), a także na Orawie w górnej części wsi Lipnica Wielka (G3 – 4) oraz w rejonie przełęczy Glinne na wschód od Korbielowa (F – G1). Co więcej, widoczne są one wyraźnie również na mapach obszarów sąsiadujących z rejonem badań tak od wschodu (Świderski, *1953*; Burtan & Szymakowska, *1966*), jak i od zachodu (Sikora & Żytko, 1960; Golonka & Wójcik, *1978*), występując tam liczniej i przybierając niejednokrotnie rozmiary większe niż w obszarze babiogórskim. Ich geneza nie może być zatem tłumaczona przyczynami lokalnymi.

Wspomniane makroelementy fałdowe o rozciągłości niezgodnej z przebiegiem struktur podłużnych charakteryzuje w obrazie kartograficznym względnie stały kierunek przebiegu, zawarty w przedziale od WNW – ESE do NNW – SSE (średnio NW – SE). Kierunek ten ustawiony jest ukośnie w stosunku do brzegu płaszczowiny i do rozciągłości pasa fliszowego na babiogórskim odcinku Karpat zewnętrznych. Opisane powyżej elementy strukturalne proponuję określić mianem fałdów ukośnych (diagonalnych), przyporządkowując im symbol F_D w odróżnieniu od fałdów podłużnych oznaczanych dalej jako F_L (tymi samymi symbolami F_L i F_D określane będą również etapy deformacji, w których wykształciły się oba systemy struktur fałdowych)[3].

Fałdy podłużne jednostki magurskiej utworzyły się najprawdopodobniej głównie podczas oligocenu i najstarszego miocenu (Książkiewicz, 1972; Birkenmajer, 1974; Oszczypko & Ślączka, 1980; Pescatore & Ślączka, 1984). Generalnie nie są one młodsze od szariażu płaszczowiny magurskiej na śląską: dochodząc pod małym kątem do linii nasunięcia magurskiego fałdy te nie zaburzają jej przebiegu, ani też nie przedłużają się w obręb jednostki śląskiej[4]. Tymczasem struktury F_D są wyraźnie poszariażowe: w ukośnym fałdzie Krzeszowa udział biorą jednocześnie utwory jednostki magurskiej i śląskiej. Podobna jest sytuacja w rejonie przełęczy Glinne, gdzie występuje płaska lecz obszerna synklina ukośna, którą wypełniają osady bystrzyckiej strefy tektoniczno-facjalnej (Golonka & Wójcik, *1978*) nasunięte jako łuska Weski na mniej regularnie, choć również ukośnie zafałdowa-

[3] Zestawienie wszystkich oznaczeń zamieszczono na końcu artykułu.

[4] Młodsza od wieku nasunięcia może być tylko stosunkowo nieznaczna (?) składowa podłużnej deformacji fałdowej, modyfikująca kształty fałdów i prawdopodobnie przynajmniej w części odpowiedzialna za „sfalowanie" powierzchni nasunięcia magurskiego widoczne na przekrojach dotyczących innych rejonów płaszczowiny (Świdziński, 1971 fig. 13; Kozikowski, 1953, 1958). Składowa ta wykształcić się mogła zarówno podczas schyłkowego stadium etapu F_L (np. wskutek ruchów nasuwczych i fałdowych w płaszczowinach podścielających jednostkę magurską), jak i w trakcie późniejszego „dosunięcia" pakietu płaszczowin na przedpole, do czego na rozpatrywanym tu odcinku Karpat zewnętrznych dojść miało w dolnym badenie (Książkiewicz, 1972). Powstanie jej można by wiązać w takim przypadku z hipotetycznym etapem deformacji $F_{L'}$ (o którym dalej). Na istnienie wspomnianej składowej nie ma jednak na obszarze babiogórskim żadnych bezpośrednich dowodów.

ne utwory strefy raczańskiej. Wynika stąd, że fałdy ukośne są młodsze od podłużnych i że zostały na nie nałożone. Z tezą tą pozostają w zgodzie cechy geometryczne obu systemów makrofałdów: mniejsze rozmiary F_D w porównaniu z F_L, brak kontynuacji F_D na większych przestrzeniach wskutek wygasania w miejscach połączeń z fałdami podłużnymi, w końcu falisty, powyginany przebieg starszych fałdów F_L.

Cechy te odnaleźć można w wynikach eksperymentów modelowych nad superpozycją fałdów ze zginania (Ghosh & Ramberg, 1968; Ghosh, 1974; Skjernaa, 1975; Watkinson, 1981), a także w nielicznych opublikowanych dotychczas opisach regionalnych dotyczących omawianego zjawiska (de Sitter, 1952, 1960; Julivert & Marcos, 1973). Należy przy okazji podkreślić, że układy interferencyjne typowych dla kompleksów osadowych fałdów ze zginania wyraźnie różnią się geometrią od układów fałdów uważanych za charakterystyczne dla serii metamorficznych.

Badania eksperymentalne nad układami interferencyjnymi fałdów ze zginania doprowadziły do wyróżnienia dwóch typów fałdów nałożonych F_2. Fałdy F_2 typu 1 (fig. 2a) są zwyczajnymi fałdami ze zginania, 2–3 razy mniejszymi od przecinanych przez nie starszych fałdów F_1. Niekiedy trawersują one łagodne przeguby

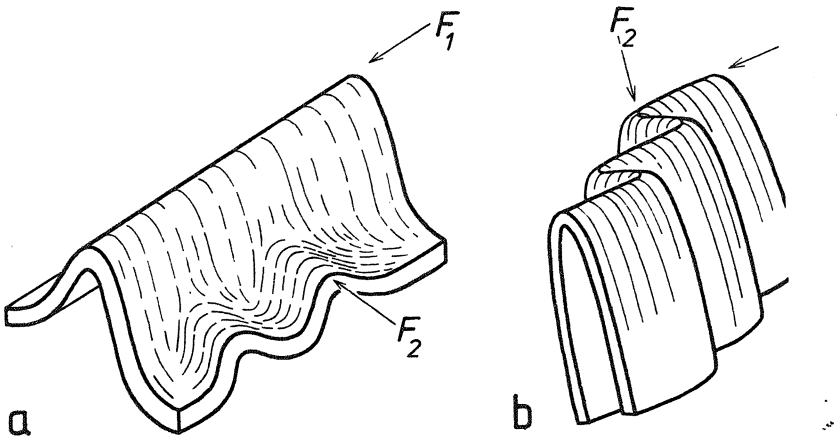


Fig. 2. Superpozycja fałdów ze zginania. a – nałożone fałdy F_2 typu 1 wygasające w zetknięciu ze starszym fałdem F_1, b – fałdy nałożone typu 2

Fig. 2. Superposition of buckle folds. a – superposed F_2 folds of type 1 terminating at limb of older fold F_1, b – superposed type 2 folds

fałdów starszych, zwykle jednak wygasają w miejscu zetknięcia z F_1, zwłaszcza gdy te ostatnie mają charakter fałdów ściśniętych lub izoklinalnych. Fałdy typu 1 zasadniczo nie deformują powierzchni osiowych F_1. Fałdy nałożone typu 2 (fig. 2b) stanowią natomiast wygięcia fałdów starszych (zwłaszcza izoklinalnych i wąskopromiennych), przy czym deformacji ulegają jednocześnie tak oba skrzydła, jak i powierzchnie osiowe F_1. W myśl podanej klasyfikacji struktury ukośne zaznaczające się w obrazie kartograficznym regionu babiogórskiego w postaci stref wychodni o rozciągłości NW–SE stanowią fałdy nałożone typu 1 (fig. 1 i 3), podczas gdy liczne wygięcia fałdów podłużnych odpowiadają fałdom F_2 typu 2 (fig. 1).

STYL DUŻYCH STRUKTUR FAŁDOWYCH

Niepodatny kompleks gruboławicowych piaskowców magurskich o łącznej miąższości 600–2000 m (Książkiewicz, 1966, *1971*, *1974*) tworzy zasadniczy kościec strukturalny płaszczowiny magurskiej (Nowak, 1921; Świderski, 1952; Książkiewicz, 1972), narzucając większości makrofałdów podłużnych sobie właściwą

długość falową rzędu 1 – 5 km, do której najczęściej dostosowują się pozostałe ogniwa fliszu. Z samodzielnością tektoniczną piaskowca magurskiego związane są częste odkłucia na granicy tego ogniwa i utworów podścielających (por. fig. 3), prowadzące do dysharmonijnego sfałdowania tych ostatnich względem ogniwa

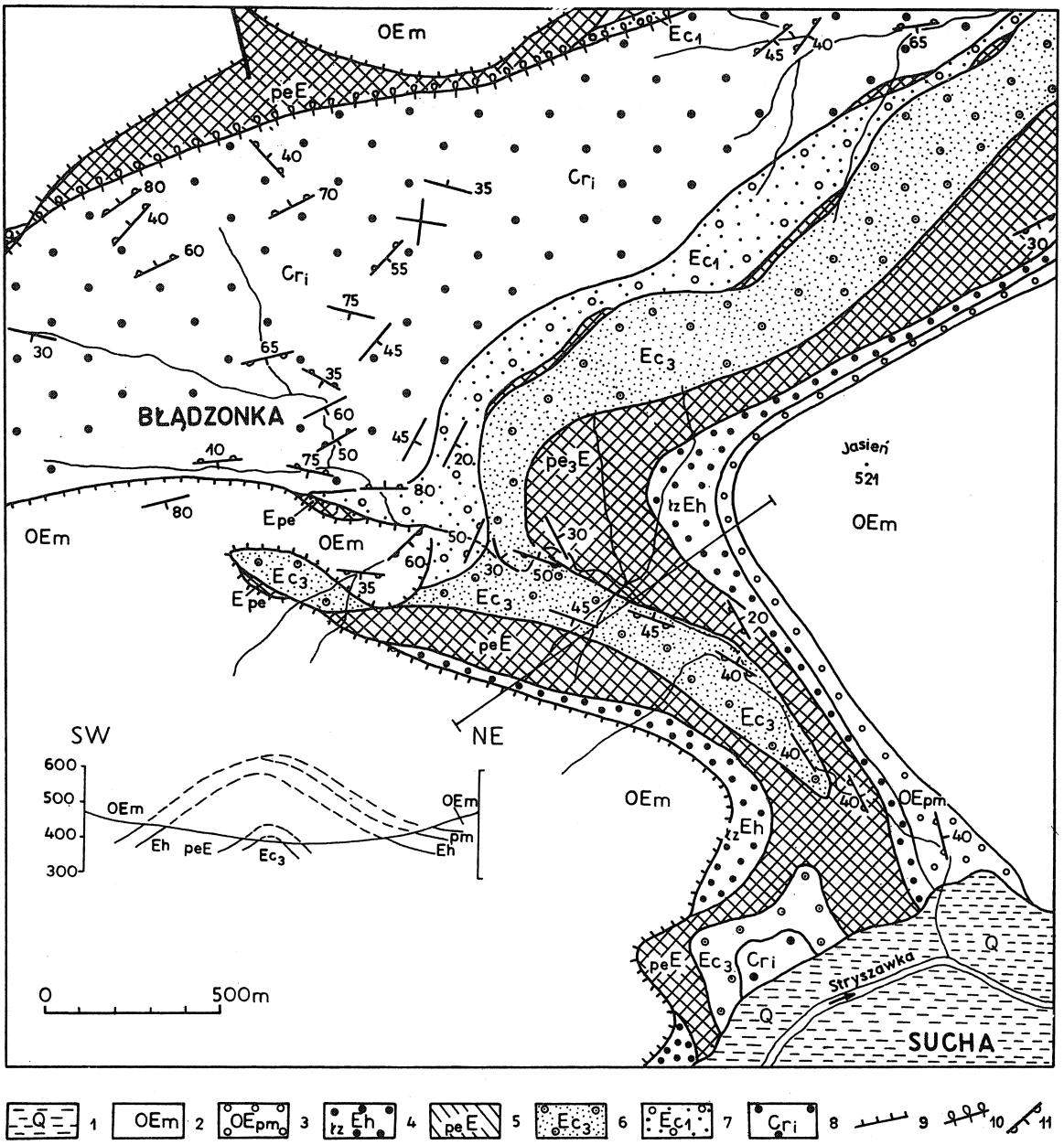


Fig. 3. Fałd ukośny Błądzonki (lokalizacja na fig. 1: B – C4: II) jako przykład fałdu nałożonego typu 1 (mapa według Książkiewicza, 1970a, *1974*, częściowo zmieniona). *1* – czwartorzęd, *2* – piaskowce magurskie, *3* – łupki podmagurskie, *4* – warstwy hieroglifowe, *5* – pstre łupki, *6* – piaskowiec ciężkowicki górny, *7* – piaskowiec ciężkowicki dolny, *8* – warstwy inoceramowe, *9* – niezgodności tektoniczne, *10* – powierzchnia nasunięcia wtórnie wstecznie wygięta, *11* – biegi i upady warstw (według Książkiewicza, 1970a, *1974*, oraz danych własnych)

Fig. 3. Błądzonka diagonal fold (location in Fig. 1: B – C4: II) as an example of type 1 superposed fold (based on maps by Książkiewicz, 1970a, *1974*, partly modified). *1* – Quaternary cover, *2* – Magura Sandstone, *3* – Sub-Magura Shale, *4* – Hieroglyphic Beds, *5* – variegated shales, *6* – Upper Ciężkowice Sandstone, *7* – Lower Ciężkowice Sandstone, *8* – *Inoceramus* Beds, *9* – tectonic disconformities, *10* – thrust faults, folded and bent backward, *11* – strikes and dips of beds (after Książkiewicz, 1970a, *1974*, and the present writer's own data)

magurskiego. W takich przypadkach rozmiary i geometria fałdów powstałych w podłożu piaskowców magurskich kontrolowane są zazwyczaj przez własności mechaniczne innych, charakteryzujących się znaczną sztywnością kompleksów skalnych (gruboławicowe odmiany piaskowców warstw inoceramowych i gołyńskich, piaskowce ciężkowickie i pasierbieckie, ogniwo warstw łąckich).

Makrofałdy podłużne obszaru babiogórskiego są zwykle wyraźnie asymetryczne, o długich, płaskich, zapadających ku południowi skrzydłach normalnych i wąskich przegubach, zaś o skrzydłach odwróconych słabo wykształconych i krótkich (por. Price, 1967; mezoskopowy odpowiednik: pl. I: 1). Ponieważ niepodatne piaskowce magurskie zazwyczaj wypełniają obszerne synkliny, kształt tych ostatnich w przekroju jest zaokrąglony, a styl, przy silnej asymetrii, zbliżony do koncentrycznego. Antykliny natomiast, wyprowadzając na powierzchnię zróżnicowane podłoże fliszowe piaskowców magurskich, charakteryzują się w przekroju poprzecznym niejednolitym kształtem i geometrią: od form o strukturze symilarnej i kształcie parabolicznym lub zygzakowatym, po formy łagodnie zaokrąglone, kuferkowe i wachlarzowe o geometrii niemal koncentrycznej. Typową cechą makrofałdów podłużnych jest też ich silna niecylindryczność (p. niżej).

Geometria dużych fałdów ukośnych rozpoznana została znacznie słabiej. Struktury F_D mają najczęściej charakter fałdowo-uskokowy (ang. *fault-folds*) i uskokowo-fleksurowy (ang. *fault-flexures*), niekiedy jednak wykształcone są w postaci prawidłowych, symetrycznych fałdów stojących (siodło Błądzonki: fig. 3) lub fałdów obalonych o rozwiniętym skrzydle odwróconym (siodło Juszczyna), po rozciągłości przechodzących w nasunięcia (skiba Kojszówki – Osielca).

FAŁDY MEZOSKOPOWE

Orientacja

Wśród zaobserwowanych drobnych fałdów o pochodzeniu niewątpliwie tektonicznym znajdują się tak fałdy równoległe do rozciągłości jednostki magurskiej, jak i tworzące z jej kierunkiem kąty różnej wielkości, aż do 90°. Zróżnicowane są również kąty nachylenia osi (fig. 4). Powoduje to chaotyczny rozrzut kierunków i kątów zanurzenia osi na zbiorczych diagramach strukturalnych, jednakże na mapie (fig. 1) zauważyć można wyraźne związki między przebiegiem osi drobnych fałdów a rozciągłością makrostruktur: fałdów i uskoków.

Ze względu na orientację osi oraz/lub na stosunek przestrzenny do innych struktur tektonicznych populację drobnych fałdów regionu babiogórskiego podzielić można na trzy podzbiory: fałdów podłużnych F_L, fałdów ukośnych F_D i fałdów poprzecznych F_T.

Mezoskopowe fałdy podłużne są równoległe do makrostruktur podłużnych, a tym samym – w ogólnym przypadku – do rozciągłości płaszczowiny magurskiej i orogenu karpackiego na wysokości Babiej Góry (przedział kierunków osi: od SW – NE do W – E). Jednak w licznych przypadkach szczególnych makrofałdy podłużne uległy wtórnej deformacji w etapie F_D z wytworzeniem struktur nałożonych typu 2. W strefach występowania tych struktur zarówno makrofałdy F_L,

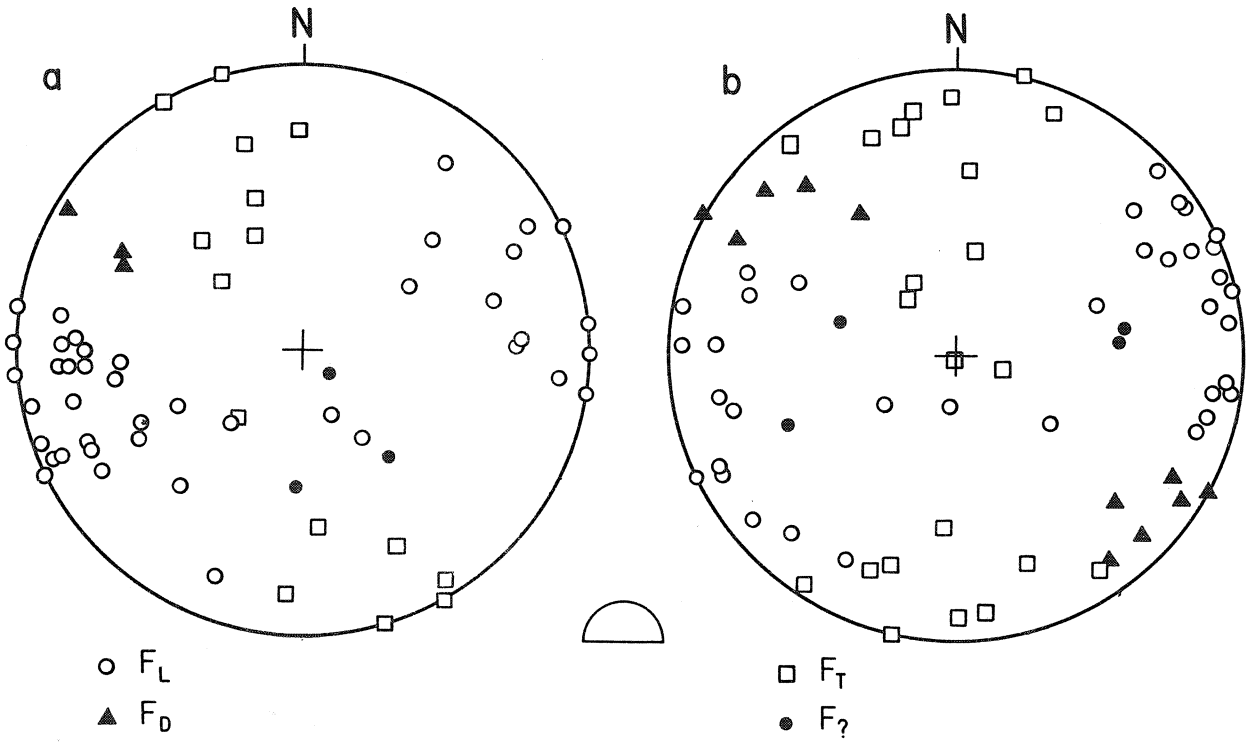


Fig. 4. Orientacja osi fałdów mezoskopowych: a – w północnej części obszaru badań, b – w części południowej (na S od grzbietu: Babia Góra – Krowiarki – Polica). Symbol w kształcie wypukłego ku górze półkola wskazuje, że do projekcji użyto górnej półkuli siatki Schmidta

Fig. 4. Orientation of minor folds axes: a – in the northern part of the study area, b – in the southern part (south of the range: Mt. Babia Góra – Krowiarki Pass – Mt. Polica). Equal area projection is used in this and all the subsequent plots. Small, upward-convex semicircle indicates upper hemisphere

jak i towarzyszące im mezoskopowe fałdy podłużne odchylają się mniej lub więcej od położenia równoległego do rozciągłości płaszczowiny.

Drobne fałdy ukośne F_D, o osiach zawartych w przedziale azymutów od WNW – ESE do NW – SE, przebiegają zgodnie z rozciągłością fałdów ukośnych, natomiast fałdy poprzeczne, nie mające zasadniczo swoich odpowiedników wśród makrostruktur fałdowych, charakteryzują się osiami równoległymi do biegu poprzecznych makro- i mezouskoków. Fałdy te zostały sklasyfikowane w dwóch zespołach: F_{T1} (o kierunku osi do NW – SE do N – S) oraz F_{T2} (od N – S do NNE – SSW). Tak więc fałdy ukośne i poprzeczne utrzymują mniej więcej stałą orientację na obszarze badań, podczas gdy położenie przestrzenne starszych od F_D i F_T fałdów podłużnych jest dość zróżnicowane. W praktyce terenowej odróżnienie zreorientowanych fałdów F_L od fałdów ukośnych i poprzecznych jest w wielu przypadkach możliwe ze względu na odmienne i dość charakterystyczne położenie wszystkich wyróżnionych grup w stosunku do regionalnej sieci ciosu (o czym niżej). Również fałdy o osiach stromo nachylonych, których nie sposób sklasyfikować biorąc pod uwagę azymut kierunku zanurzenia osi, można niejednokrotnie zaliczyć do jednej z wydzielonych grup na podstawie ich położenia przestrzennego względem sieci ciosu lub względem fałdów innych systemów.

Powstanie fałdów poprzecznych F_T, pomimo że ich osie nie są z reguły ustawione prostopadle do kierunku kompresji etapu fałdowego F_D (kierunek prostopadły do osi fałdów F_D), można z dużym praw-

dopodobieństwem wiązać z tym właśnie etapem deformacji. Ewentualne przyjęcie dodatkowego etapu deformacji poprzecznej nie znalazłoby wystarczającego uzasadnienia w zgromadzonym materiale obserwacyjnym. Należy przypuszczać, że kompresja ukośna F_D wymusiła wtórne, inwersyjne i inwersyjno-przesuwcze ruchy licznych dużych uskoków poprzecznych. Ruchy te doprowadziły do wykształcenia fałdów F_T w lokalnych przyuskokowych polach naprężeń zorientowanych symetrycznie względem dyslokacji macierzystych.

Morfologia

Charakterystyczną cechą geometrii fałdów mezoskopowych obszaru badań jest ścisłe utrzymywanie stałej miąższości przez ławice piaskowców w przegubach tych fałdów (pl. I: 1, 2, 3). Tym samym ławice te fałdują się ściśle koncentrycznie (tworzą fałdy równoległe, ang. *parallel folds*: podklasa 1B Ramsaya, 1967). Nie można tego natomiast powiedzieć o wkładkach mułowcowych i ilastych rozdzielających ławice piaskowców, tak że w rezultacie typowa geometria sfałdowanych pakietów piaskowcowo-łupkowych odpowiada podklasie 1C Ramsaya, tj. oscyluje pomiędzy strukturą idealnych fałdów koncentrycznych i symilarnych. Ogólnie rzecz biorąc, ze wzrostem stosunku miąższości przeławiceń podatnych do niepodatnych obserwuje się przejście od fałdów typu koncentrycznego do form o geometrii symilarnej.

Ważną cechą morfologiczną znacznej części zbadanych fałdów są ich wyraźne odstępstwa od geometrii cylindrycznej (pl. II: 1; por. też niżej).

W utworach fliszowych okolic Babiej Góry typowa krzywizna sfałdowanych powierzchni uławicenia ma kształt paraboliczny (według klasyfikacji Hudlestona, 1973), dość często występują też powierzchnie wygięte półeliptycznie i sinusoidalnie, rzadsze są formy zygzakowate.

Mechanizmy fałdowania

Zebrane obserwacje świadczą, że dominującą rolę w fałdowaniu opisywanej serii fliszowej odegrał mechanizm mieszany, łączący w różnych proporcjach elementy zginania z poślizgiem (ang. *flexural-slip folding*), zginania z płynięciem (ang. *flexural-flow folding*) oraz fałdowania z wytworzeniem powierzchni neutralnej (ang. *neutral-surface-folding*).

Tworzenie się niektórych fałdów poprzecznych było związane ze specyficznym mechanizmem wynikającym z syn-fałdowego otwarcia lub też istnienia w trakcie fałdowania otwartej już częściowo sieci ciosu. Zachodzące w tych okolicznościach zginanie powodowało, że warstwy podatne deformowały się w sposób ciągły, natomiast pocięte spękaniami ławice piaskowców rozpadały się na bloki ograniczone przez płaszczyzny ciosu. Bloki te, wewnętrznie nie zdeformowane i nie zgięte, w trakcie fałdowania ulegały tylko wzajemnej rotacji (pl. II: 4).

Rozpowszechnienie i geneza

Drobne zafałdowania spotykane są w regionie babiogórskim niezbyt często. Ze względu na rodzaj struktur „macierzystych" wyróżnić wśród nich można dwie

grupy: drobne fałdy genetycznie związane – w myśl reguły Pumpelly'ego – z równoległymi do nich makrostrukturami fałdowymi (dotyczy głównie fałdów F_L i F_D) oraz fałdy przyuskokowe (odnosi się głównie do struktur F_T). Względna rzadkość występowania tych drugich wynika z ich obfitego rozwoju jedynie w bezpośrednim pobliżu dużych dyslokacji. Co do tych pierwszych natomiast, to można sądzić, że sporadyczność, z jaką się je obserwuje, jest skutkiem zdominowania procesu fałdowego przez jedną tylko, zasadniczą długość falową (por. np. Biot, 1961) rzędu kilometrów, właściwą dla kompleksu piaskowców magurskich, bądź (lokalnie) dla innych niepodatnych kompleksów fliszu magurskiego. Powstanie fałdów o długości falowej mniejszej było zapewne efektem różnego rodzaju czynników drugorzędnych, lokalnie komplikujących proces fałdowania i związanych z różnego typu niejednorodnościami fałdowanego ośrodka.

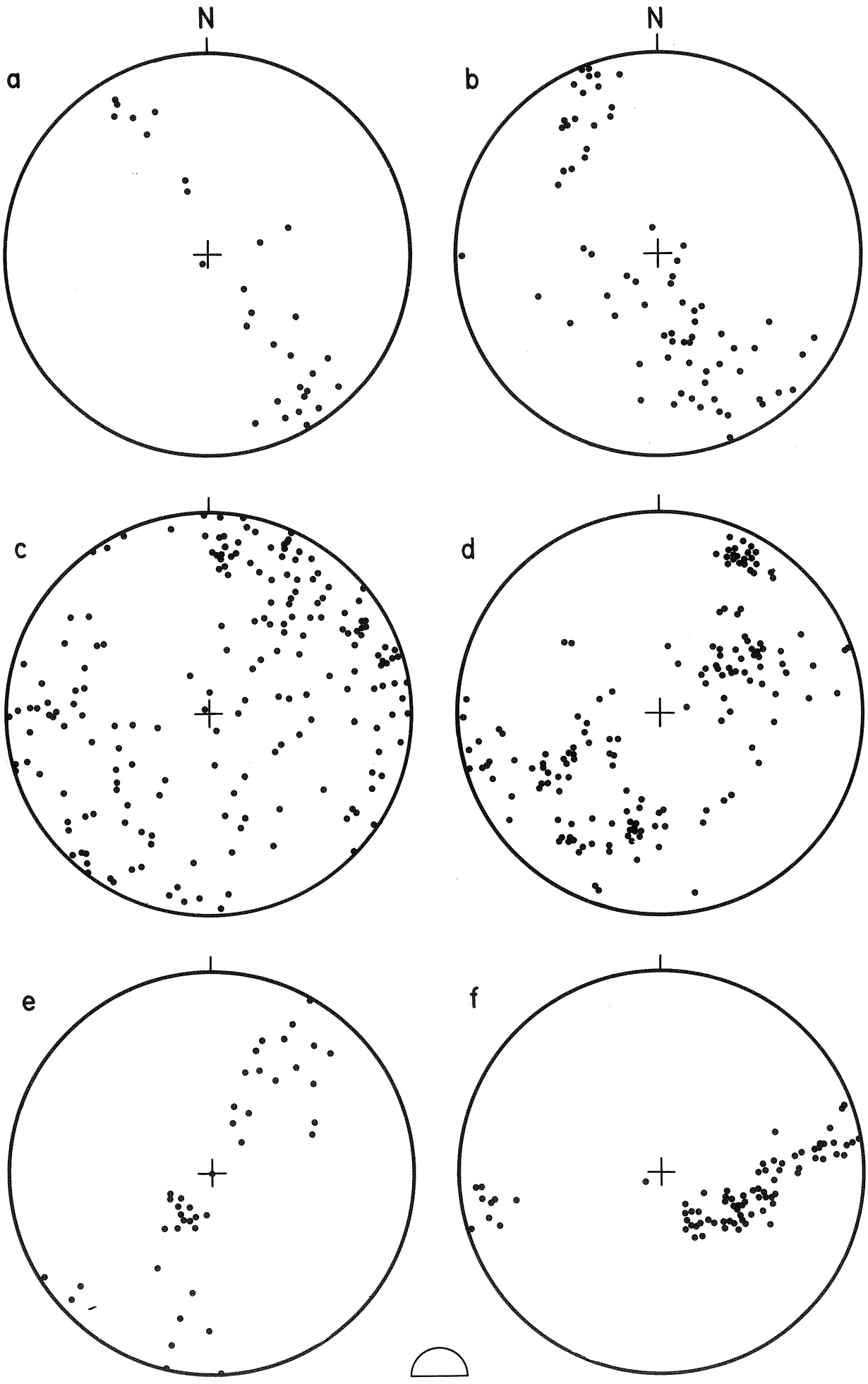
POŁOŻENIE WARSTW

Diagramy orientacji uławicenia wykonane dla wielu różnej wielkości fragmentów obszaru (wybrane przykłady: fig. 5) ukazują, ogólnie rzecz biorąc, mniej lub bardziej nieregularny rozkład biegunów warstw (por. podobne rezultaty A.K. Tokarskiego, 1975, fig. 3). Rozkład ten świadczy o generalnie niecylindrycznej geometrii sfałdowanych utworów fliszowych. Geometria ta częściowo może być skutkiem działania czynników pierwotnych, takich jak komplikacje procesu fałdowania przez wyboczenie (por. dane doświadczalne Ghosha i Ramberga, 1968; Dubeya i Cobbolda, 1977 oraz Blaya *et al.*, 1977), nieregularności fałdowanego kompleksu (głównie zmiany litofacjalne), nierówności podłoża płaszczowiny, mała głębokość, na jakiej zachodziło fałdowanie, w połączeniu z erozyjnym reliefem górnej powierzchni płaszczowiny („topograficzne" zakłócenia pola naprężeń). Istnieją jednak podstawy by sądzić, że głównym czynnikiem, który przyczynił się do wykształcenia generalnej niecylindryczności struktur fałdowych we fliszu okolic Babiej Góry stała się interferencja wzajemnie nierównoległych i różnowiekowych fałdów połączona z deformacjami typu uskokowego.

Na niektórych z wykonanych diagramów przestrzennych zaznacza się regularny, walcowy rozrzut uławicenia o osi π równoległej do generalnego przebiegu fałdów podłużnych (fig. 5a). Częściej spotyka się „podłużne" pasy rozkładu silnie poprzecznie rozciągnięte i zaburzone (fig. 5b) lub pola rozrzutu o charakterze zupełnie nieuporządkowanym (fig. 5c). Niekiedy można zauważyć, jak nad chaosem położeń uławicenia zaczyna stopniowo dominować skłonność do rozciągnięcia danych wzdłuż pasów o kierunkach: NE–SW (odpowiada fałdom F_D), ENE–WSW

Fig. 5. Przykłady diagramów orientacji uławicenia. Lokalizacja na fig. 1: a – C2, piaskowce ciężkowickie, b – H5, piaskowce magurskie i warstwy inoceramowe, c – G4, warstwy beloweskie, d – D6, warstwy hieroglifowe, e – G4, warstwy beloweskie i łąckie, f – F5, warstwy łąckie

Fig. 5. Examples of plots showing attitude of beds. Location in Fig. 1: a – C2, Ciężkowice Sandstone, b – H5, Magura Sandstone and *Inoceramus* Beds, c – G4, Beloveza Beds, d – D6, Hieroglyphic Beds, e – G4, Beloveza and Łącko Beds, f – F5, Łącko Beds


N
a
N
b
c
d
e
f

(F_{T1}: fig. 5d) lub E – W do WNW – ESE (F_{T2}). Czasem takie „poprzeczne" albo „ukośne" pasy wykształcone są zupełnie wyraźnie i regularnie (fig. 5e, f).

Odnośnie przedstawionych na fig. 1 „nietypowych" kierunków biegu warstw należy zwrócić uwagę na następujące ogólne prawidłowości:

1. Biegi ukośne (NW – SE) wskazują na obecność fałdów lub struktur fałdowo-uskokowych F_D, niekiedy zaś są wynikiem lokalnej, wtórnej reorientacji fałdów podłużnych.
2. Biegi poprzeczne (od NW – SE do NNE – SSW) zazwyczaj są zlokalizowane w pobliżu uskoków poprzecznych, sygnalizując występowanie przyuskokowych zafałdowań (F_{T1} i F_{T2}), niekiedy zaś stanowią efekt wtórnego wygięcia struktur podłużnych.
3. Biegi ukośne o ukierunkowaniu SW – NE w części przypadków są rezultatem wtórnego wygięcia fałdów podłużnych, w pozostałej części wskazują na występowanie stref zaburzeń towarzyszących uskokom diagonalnym (równoległym do ciosu zespołu D_T – por. niżej).

Przyczyną „nietypowo" ukierunkowanych biegów warstw przy łagodnych kątach upadu bywa też lokalizacja odsłonięć w obrębie pierwotnych, łagodnych undulacji makrofałdów F_L.

SPĘKANIA

PODZIAŁ

Wśród spękań występujących we wszystkich ogniwach litostratygraficznych fliszu rejonu Babiej Góry można wydzielić dwie zasadnicze grupy różniące się swym położeniem w stosunku do powierzchni uławicenia oraz częstością występowania i regularnością wykształcenia.

Powszechnie obecne (penetratywne w skali regionalnej) są spękania zorientowane mniej więcej prostopadle do powierzchni uławicenia, niezależnie od zmian położenia tych ostatnich, czyli s p ę k a n i a k a t e t a l n e według określenia Hancocka (1964). Spękania te występują w geometrycznie uporządkowanych zespołach o regularnym, rytmicznym wykształceniu i wyraźnie uchwytnym związku między średnim rozstępem spękań a miąższością ławic niepodatnych. Są to s p ę k a n i a c i o s o w e. Prawie wszystkie ich zespoły wykazują tendencję do stałego w skali regionu wzajemnego położenia przestrzennego. Zespoły te wchodzą w skład r e g i o n a l n e j s i e c i c i o s u.

Różnego typu spękania nie wykazujące prostopadłości do powierzchni ławic, czyli n i e k a t e t a l n e, często współwystępują z katetalnymi, z reguły jednak nie są wykształcone tak regularnie jak one, a średni rozstęp między nimi zazwyczaj nie nawiązuje do miąższości ławic. Zespoły spękań niekatetalnych rozwinięte są lokalnie, towarzysząc różnego typu strukturom tektonicznym i zanikając w miarę oddalania się od nich.

Zarówno spękania katetalne, jak i – szczególnie często – niekatetalne wykazują miejscami znaczną gęstość (pl. III, IV), uprawniającą do określenia ich mianem k l i w a ż u (por. Jaroszewski, 1972, 1978).

W zastosowanej poniżej klasyfikacji ciosu zachowałem nazwy i oznaczenia Książkiewicza (1968), przejęte następnie przez A.K. Tokarskiego (1975, 1977), zmieniając jednak nieco zakres stosowania tych nazw i definicje zespołów ciosu nimi określonych. Przyjęta klasyfikacja jest oparta na orientacji ciosu w stosunku do fałdowych makrostruktur regionu (fig. 6, 7): w pierwszym rzędzie do rozciągłości fałdów podłużnych (cios podłużny, poprzeczny i ukośny w stosunku do osi tych fałdów), następnie zaś – w obrębie ciosu ukośnego – na orientacji w stosunku do przebiegu osi fałdów ukośnych (cios ukośny poprzeczny i ukośny podłużny, tj. ukośny względem osi fałdów podłużnych, zaś poprzeczny bądź podłużny w stosunku do rozciągłości fałdów ukośnych). Systematyka spękań niekatetalnych została oparta na tych samych kryteriach z dodatkowym uwzględnieniem położenia tych spękań w stosunku do ciosu poszczególnych zespołów.

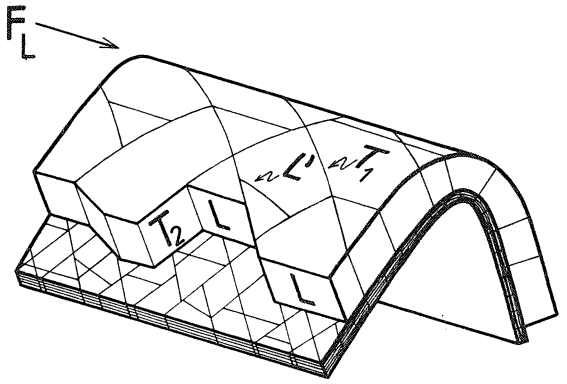


Fig. 6. Stosunek przestrzenny ciosu zespołów T_1, T_2, L i L' do fałdów F_L
Fig. 6. Spatial relations between F_L folds and joint sets T_1, T_2, L and L'

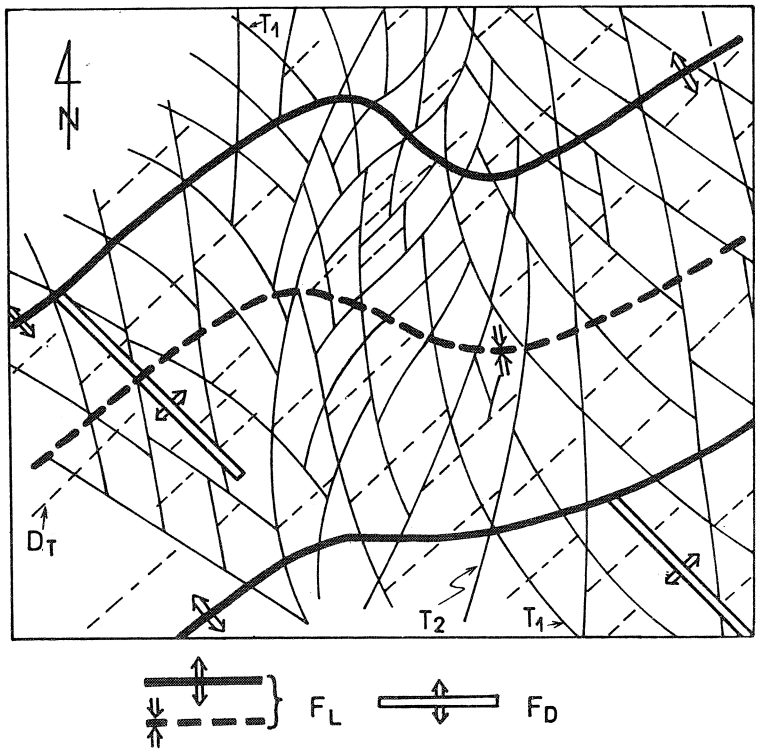
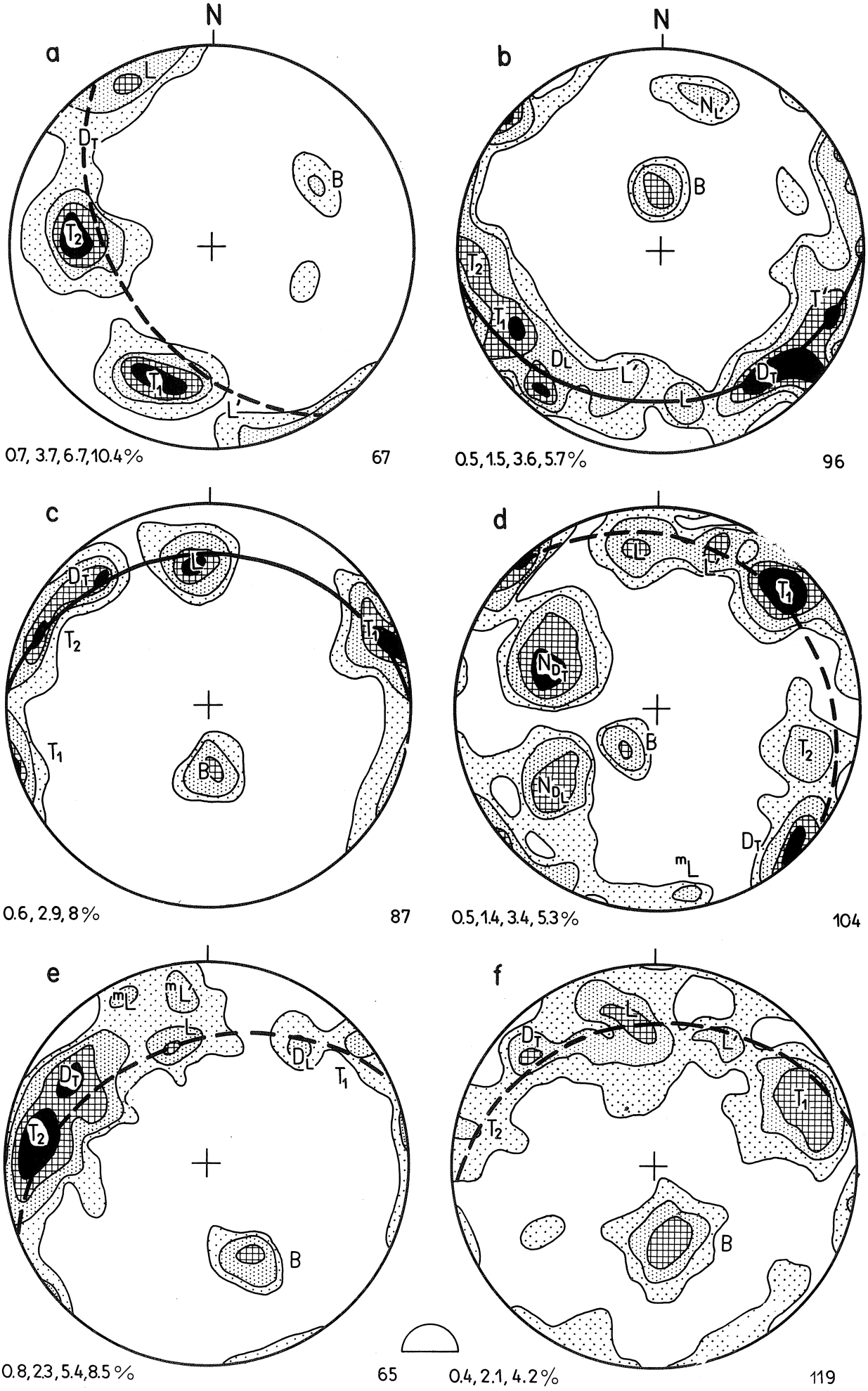


Fig. 7. Kierunki ciosu poprzecznego (T_1 i T_2) i ukośnego (D_T) w strefach wtórnych deformacji (fałdy nałożone typu 2) fałdów F_L. Schemat ideowy (mapa w skali makroskopowej). Dla uproszczenia pominięto cios zespołów L i L'
Fig. 7. Relationships between trend of refolded (superposed type 2 folds) F_L structures and strike of transverse (T_1 & T_2) and diagonal (D_T) joints. Idealised map (macroscale). Joint sets L and L' omitted for simplification

REGIONALNA SIEĆ CIOSU

Na regionalnie rozwiniętą w obszarze babiogórskim sieć katetalnych i subkatetalnych spękań ciosowych składają się:


a
N
L
D_T
B
T_2
T_1
L'
0.7, 3.7, 6.7, 10.4 %
67
b
N
$N_{L'}$
B
T_2
T_1
D_L
L'
L
D_T
T'
0.5, 1.5, 3.6, 5.7 %
96
c
D_T
L
T_2
T_1
B
0.6, 2.9, 8 %
87
d
D_L
L'
T_1
N_{D_T}
B
T_2
N_{D_L}
D_T
^mL
0.5, 1.4, 3.4, 5.3 %
104
e
^mL
$^mL'$
L
D_L
T_1
D_T
T_2
B
0.8, 2.3, 5.4, 8.5 %
65
f
D_T
L
L'
T_1
T_2
B
0.4, 2.1, 4.2 %
119

– ostrokątny system ciosu poprzecznego, który tworzą dwa komplementarne zespoły T_1 i T_2;
– zespół ciosu podłużnego L, któremu towarzyszy często dodatkowy zespół L';
– ortogonalny system ciosu ukośnego (diagonalnego), nieco mniej rozpowszechniony od poprzednich i złożony z zespołów D_T (ukośny poprzeczny) i D_L (ukośny podłużny).

Wyróżnione zespoły ciosu obecne są we wszystkich odmianach litologicznych serii magurskiej: tak w piaskowcach i zlepieńcach, jak też w łupkach czy marglach. Typowo wykształcone układy ciosu regionalnego przedstawia figura 8 oraz plansza I: 4 i II: 3. Wszystkim wymienionym zespołom lokalnie towarzyszą (albo nawet je zastępują) ich niekatetalnie ustawione, pionowe lub bliskie pionu odpowiedniki określane nazwą spękań przewodnich.

Cios poprzeczny

Zespoły spękań T_1 i T_2 wchodzące w skład systemu ciosu poprzecznego są w utworach fliszu magurskiego z reguły spękaniami najsilniej zaznaczonymi i o najbardziej regularnym wykształceniu.

Na powierzchniach ciosu poprzecznego często obserwuje się żebra tektoniczne i struktury pierzaste (Hodgson, 1961; Roberts, 1961; Jaroszewski, 1972) o osiach równoległych do uławicenia. Przeciętnie w kilku przypadkach na sto powierzchnie ciosu T są zlustrowane. Dość często rysy ślizgowe przebiegają równolegle do uławicenia, przy czym dotyczy to najstarszej generacji luster tektonicznych występujących na powierzchniach spękań T. Lustra te rozwinięte są w skale lub w obrębie pokryw kalcytowych. Wykształcenie tych ostatnich w przypadku takich luster jest identyczne z przedstawionymi przez Durneya i Ramsaya (1973) przykładami syntektonicznego, równoczesnego z ruchem ślizgowym wzrostu pokryw mineralnych na powierzchniach zlustrowań. Cios poprzeczny (zwłaszcza zespołu T_1) jest wyraźnie częściej niż spękania innych zespołów zabliźniony przez żyły kalcytowe.

Za komplementarnym charakterem (por. Jaroszewski, 1980, s. 70) obu zespołów sprzężonego ciosu poprzecznego przemawia generalna tendencja do ruchu w płaszczyźnie uławicenia o zwrocie konsekwentnie dekstralnym w przypadku powierzchni T_1 i konsekwentnie sinistralnym dla T_2. Jest ona dokumentowana orientacją żeber tektonicznych i zwrotem przemieszczeń na zlustrowaniach równo-

Fig. 8. Przykłady diagramów orientacji sieci ciosu w pojedynczych odsłonięciach. Lokalizacja na fig. 1: a – B4, piaskowiec, piaskowce ciężkowickie górne; b – C6, piaskowiec, piaskowce magurskie; c – D4–5, piaskowiec, warstwy hieroglifowe; d – G4, łupek marglisty, warstwy beloweskie; e – F6, margiel, warstwy łąckie; f – G5–6, margiel, warstwy łąckie. Położenie uławicenia oznaczone łukiem i symbolem B

Fig. 8. Examples of diagrams showing orientation of joints in single outcrops. Location in Fig. 1: a – B4, sandstone, Upper Ciężkowice Sandstone; b – C6, sandstone, Magura Sandstone; c – D4–5, sandstone, Hieroglyphic Beds; d – G4, marly shale, Beloveza Beds; e – F6, marl, Łącko Beds; f – G5–6, marl, Łącko Beds. Bedding shown as an arc (bedding pole = B)

ległych do powierzchni ławic. Komplementarność obu zespołów ciosu poprzecznego w połączeniu z ich sprzężeniem względem fałdów podłużnych pozwala wnioskować, że w wytworzeniu ciosu T udział miało to samo naprężenie główne σ_1, które spowodowało powstanie fałdów (Książkiewicz, 1968).

Wartość kąta ostrego między powierzchniami T_1 i T_2, odpowiadająca podwójnej wartości kąta ścinania θ między osią naprężenia σ_1 a powierzchniami powstałych w wyniku jego działania ścięć (por. Jaroszewski, 1980, s. 72), zmienia się na badanym obszarze w zakresie od 0° do 70° (fig. 1). Kąt ten w obrębie pojedynczych odsłonięć ma zazwyczaj stałą wartość dla wszystkich ławic piaskowców, a także dla przeławicających je wkładek łupków i margli, o ile te nie osiągają znaczniejszej miąższości. Między odkrywkami jednak notuje się nieraz znaczne różnice w wielkości kąta 2θ.

Uważa się, że regionalne zmiany wartości kąta ścinania związane są z odległością od obszaru stanowiącego źródło ciosotwórczej kompresji, z głębokością pogrzebania skał w trakcie powstawania ciosu, z położeniem w obrębie określonych stref makrostruktur fałdowych, bądź też z odległością od powierzchni nasunięć dużych jednostek tektonicznych (np. Muehlberger, 1961; Muecke & Charlesworth, 1966; Książkiewicz, 1968; Jaroszewski, 1972; A.K. Tokarski, 1977).

W obszarze babiogórskim nie stwierdziłem (fig. 1) regionalnego uporządkowania zmienności kąta 2θ, ani też korelacji wartości tego kąta z przebiegiem dużych struktur tektonicznych, czy z głębokością położenia punktów pomiarowych w profilu litostratygraficznym fliszu magurskiego. Stwierdzona nieregularna zmienność wartości kąta między spękaniami T_1 i T_2 zdaje się stanowić skutek lokalnego zróżnicowania wartości wyrażenia $(\sigma_1 - \sigma_3)$ oraz ciśnienia płynów porowych (por. Secor, 1965; Jaroszewski, 1980, s. 82–83) w trakcie zakładania się ciosu poprzecznego.

Cios podłużny

W obrębie grupy spękań objętej przez Książkiewicza (1968) nazwą ciosu podłużnego wyróżniłem dwa zespoły: L i L', najprawdopodobniej o odmiennej genezie.

Powierzchnie ciosu podłużnego L, najczęściej wykazujące niemal ściśle katetalne położenie względem uławicenia, charakteryzują się biegiem mniej więcej równoległym do rozciągłości fałdów podłużnych i do dwusiecznej kąta rozwartego między spękaniami zespołów T_1 i T_2. Są one obecne niemal w każdym odsłonięciu, jednak występują zwykle mniej gęsto niż powierzchnie ciosu poprzecznego. Część powierzchni L jest równa i gładka i zawiera niekiedy struktury pierzaste (o osiach niekoniecznie równoległych do uławicenia), część zaś ma relief w różnym stopniu nierówny i nieregularny. Spękania L są niejednokrotnie wypełnione kalcytem, nieraz tworzącym grube pokrywy; przejawy mineralizacji są tu jednak rzadsze niż w przypadku ciosu T.

W wielu odsłonięciach obok zespołu L obserwuje się obecność oddzielnego zespołu ciosu L' (fig. 8; pl. I: 4), którego katetalne spękania tworzą z powierzchniami L kąt 20–40°. Cios L' zajmuje zawsze położenie pośrednie między powierzch-

niami spękań zespołów L i T_1. Powierzchnie L' są zwykle dość nierówne i nierzadko zakrzywione. W kilkunastu odkrywkach stwierdziłem, że zespołowi L' odpowiada dokładnie prostopadły do niego i w większości przypadków katetalny zespół lokalnie rozwiniętego ciosu, który oznaczyłem jako T' (fig. 8b). W pozostałych odsłonięciach zawierających zespół L' położenie prostopadłe względem niego zajmują zwykle spękania T_2, nie zezwalając na oddzielne wykształcenie ciosu T'.

Zespoły L i L' nie mogą być traktowane jako komplementarne i sprzężone względem osi fałdów podłużnych (por. przeciwne zdanie Książkiewicza, 1968, który dopuszczał takie właśnie wytłumaczenie dużego rozrzutu kierunków w obrębie zespołu spękań podłużnych na podstawie danych terenowych de Sittera, 1964, s. 104 i fig. 56). Przeciw ścięciowej ich genezie przemawia morfologia przeważającej części powierzchni spękań podłużnych, zaś dwusieczna kąta ostrego pomiędzy nimi znacznie odbiega orientacją od osi fałdów. Również występowanie ciosu L' z reguły poza przegubowymi strefami antyklin wyklucza możliwość zastosowania modelu de Sittera do wyjaśnienia współwystępowania zespołów L i L'. Prawidłowe, równoległe położenie w stosunku do rozciągłości fałdów podłużnych jednego tylko z zespołów ciosu podłużnego zdaje się przemawiać za niezależnym wykształceniem L i L'.

Podobną wymowę mają odstępstwa ciosu L' od położenia katetalnego i przyjmowanie przezeń w niektórych odkrywkach cech spękań przewodnich, którego to zachowania nie podziela obecny w tych samych odsłonięciach cios L. Niezależną genezę ciosu L' potwierdza również jego stowarzyszenie z osobnym zespołem ciosu poprzecznego T'.

W odsłonięciach, w których obserwuje się zrotowane położenie zespołów L, T_1 i T_2 w związku z ukośnym przefałdowaniem obszaru (fig. 7), zreorientowany jest również i cios zespołu L'.

Cios ukośny

Cios ukośny D_T, choć przez Książkiewicza (1968) wyróżniany tylko sporadycznie, występuje w okolicach Babiej Góry dość powszechnie. Zajmuje on położenie poprzeczne w stosunku do rozciągłości fałdów ukośnych. Jego powierzchnie o biegach SW – NE charakteryzuje morfologia podobna do powierzchni ciosu L. Powierzchnie te, zazwyczaj katetalne, niekiedy jednak odbiegają od położenia prostopadłego do uławicenia ustawiając się pionowo i przekształcając w spękania przewodnie. O młodszym w stosunku do zespołów L, L', T_1 i T_2 wieku założenia ciosu D_T świadczy jego stała orientacja na obszarze badań: w przeciwieństwie do wymienionych zespołów nie uległ on rotacji związanej z przefałdowaniem (fig. 7). Wskutek zmiennej orientacji sieci starszych spękań powierzchnie ciosu D_T często pokrywają się z powierzchniami ciosu innych zespołów: najczęściej L i T_2.

Niekiedy oprócz poprzecznego do fałdów ukośnych ciosu D_T pojawia się prostopadły doń, a więc podłużny względem F_D, zespół D_L o analogicznej jak D_T morfologii (fig. 8b, e). Zazwyczaj jego obecność nie ujawnia się jednak, ponieważ w pozycji prostopadłej względem D_T występuje wybitnie rozwinięty zespół ciosu T_1.

Wiek i geneza sieci ciosu regionalnego

Rozważając zagadnienia wieku i genezy ciosu należy odróżniać proces założenia ciosu od procesu jego ujawnienia, czyli otwarcia (Price, 1959, 1966; Varnes & Lee, 1972; Jaroszewski, 1980).

Z ułożenia przestrzennego spękań względem fałdów F_L i F_D oraz z faktu objęcia lub nieobjęcia poszczególnych zespołów ciosu lokalną reorientacją w etapie fałdowania ukośnego wynika, że zespoły ciosu T_1 i T_2 oraz L zostały założone w polu naprężeń związanym z fałdowaniem podłużnym, zaś zespoły D_T i D_L – w polu naprężeń związanym z fałdowaniem ukośnym. Zespoły L' i T' zostały natomiast zainicjowane przed etapem fałdowań F_D w polu naprężeń nie nawiązującym swą orientacją do deformacji F_L.

Względny wiek otwarcia spękań różnych zespołów można odczytać przede wszystkim ze stosunków intersekcyjnych między tymi spękaniami, gdyż spękania starsze, wcześniej ujawnione, stanowią barierę propagacji spękań otwierających się później, zaś łukowate przejścia łączące nierównoległe powierzchnie ciosu dowodzić mogą synchroniczności ujawnienia tych powierzchni.

Z obserwacji poczynionych na stropie i spągu ławic (pl. I: 4; pl. II: 3; pl. IV: 2) wynika, że spękania poprzeczne T_1 i T_2 bądź to przecinają się wzajemnie, bądź też wygasają na powierzchniach bliźniaczego zespołu. Na powierzchniach ciosu poprzecznego kończą się też zwykle spękania ciosowe innych zespołów; sytuacje odwrotne, choć nierzadkie, są jednak znacznie mniej rozpowszechnione. Dosyć często obserwuje się ciągłe, łukowate przejścia między powierzchniami ciosu L i L' oraz D_T. Często również powierzchnie spękań tych zespołów wygasają wzajemnie na sobie, przy czym jednak wyraźnie częściej spękania D_T kończą się na L lub na L', niż spękania podłużne na D_T. Stosunki te dowodzą długotrwałości i częściowego nakładania się w czasie procesów ujawniania poszczególnych zespołów ciosu. Sądzić należy, że otwieranie ciosu poprzecznego rozpoczęło się najwcześniej (por. analogiczne wnioski Książkiewicza, 1968 i A.K. Tokarskiego, 1975), zaś ciosu D_T – najpóźniej (por. Książkiewicz, 1968, s. 349, 378). Stwierdzona przez Boretti-Onyszkiewicz (1968a) w toku badań wytrzymałościowych „anizotropia ciosowa" piaskowców fliszowych oraz opisane przez tę autorkę (Boretti-Onyszkiewicz, 1968b) zjawiska podwyższonej gęstości ciosu zespołów równoległych do współczesnych stromych zboczy i skarp świadczą, że obecnie w utworach fliszu karpackiego, w przypowierzchniowej strefie poddanej wpływom egzogenicznym, procesy otwierania ciosu wszystkich zespołów są wciąż jeszcze aktywne.

Istnieją podstawy by sądzić, że ujawnianie ciosu zespołów T_1, T_2 oraz L rozpoczęło się generalnie już po zakończeniu fałdowań podłużnych (por. odmienne poglądy Książkiewicza, 1968 i A.K. Tokarskiego, 1975, 1977). Świadczą o tym następujące fakty:

1. Przebieg powierzchni ciosu poprzecznego i podłużnego nie jest zakłócany przez przemieszczenia na mikrodyslokacjach dochodzących ukośnie do tych powierzchni i odpowiedzialnych za wytworzenie lineacji ze ścięciowego zniszczenia w ulegających fałdowaniu ławicach piaskowców (pl. II: 2). Wspomniana lineacja

(lineacja schodkowa, Aleksandrowski, 1980) zajmuje na badanym obszarze położenie równoległe do osi fałdów podłużnych i jej utworzenie jest odnoszone do późnych stadiów fałdowania F_L.

2. Brak jest gzymsów tektonicznych (por. Jaroszewski, 1968) o wergencji zgodnej z kierunkiem przemieszczeń wewnątrz- i międzyławicowych związanych z fałdowaniem podłużnym. Nie stwierdziłem też przypadków sfałdowania powierzchni ciosu (por. Caire, 1975, 1976), ani też ich rozchylenia w przegubach podłużnych fałdów mezoskopowych.

3. Wykształcenie zespołów ciosu T_1 i T_2 jest nieregularne w przegubach drobnych fałdów F_L oraz w strefach występowania lineacji ze zniszczenia ścięciowego. W obu przypadkach widoczna jest tendencja do zastępowania dwóch komplementarnych zespołów jednym zespołem T, prostopadłym do osi F_L (pl. I: 3; pl. II: 2).

Jednocześnie obserwacje dokonane na powierzchniach zgładów (Aleksandrowski, 1980) dostarczyły wyników pozwalających sądzić, że większość różnego rodzaju „wczesnych", pre- i synfałdowych spękań skalnych została trwale zamknięta i/lub zabliźniona w trakcie ostatnich stadiów diagenezy towarzyszących deformacji F_L, tak że w dalszej historii strukturalnej serii magurskiej spękania te nie odegrały już praktycznie żadnej roli mechanicznej i obecnie nie stanowią naturalnych powierzchni oddzielności skały (por. Price, 1966, s. 129; Beach, 1977).

Uzasadniony wydaje się pogląd oparty na hipotezie Price'a (1959), że zarówno cios poprzeczny T, jak i podłużny L zostały założone w początkowym etapie kompresji F_L, kiedy to doszło do wstępnego, przedfałdowego, równoległego do uławicenia sprężenia skał (ang. *layer parallel shortening*), przy czym trajektorie naprężeń głównych przebiegały z grubsza równolegle i prostopadle do uławicenia oraz do osi przyszłych fałdów F_L. Efekty przedfałdowego sprężenia skał przetrwały fałdowanie w postaci naprężeń szczątkowych zorientowanych prawidłowo względem uławicenia i osi fałdów. Jedynie w strefach silnych naprężeń związanych ze zginaniem (przeguby fałdów mezoskopowych) i w strefach ścięciowego zniszczenia ławic (lineacja schodkowa) uległy one częściowemu „zagłuszeniu" (por. Jaroszewski, 1980, s. 267). Naprężenia szczątkowe rozładowały się następnie w trakcie pofałdowego odprężenia obszaru, wytwarzając w skałach serii magurskiej ukrytą cechę teksturalną, którą za Boretti-Onyszkiewicz (1968a, b) można określić jako a n i z o t r o p i ę c i o s o w ą. Jest ona, jak można przypuszczać, wyrażona przez ukierunkowane ciągi mikroszczelin (Roberts, 1965; Williams, 1967; Gallagher *et al.*, 1974; Ollson, 1974; Jaroszewski, 1980, s. 80-1), rozwinięte wskutek działania mechanizmu Price'a (lub podobnego) z rozmaitych defektów w niejednorodnym ośrodku skalnym. Powstaniu anizotropii ciosowej, z której rozwinął się później system ciosu poprzecznego, prawdopodobnie towarzyszyło wykształcenie geometrycznie z nią zgodnej, pierwotnej, rzadkiej sieci mezoskopowych powierzchni ścięciowego ciosu poprzecznego (spękania o powierzchniach zlustrowanych równolegle do uławicenia). Dalsze odprężanie, obok ujawniania coraz to większej ilości powierzchni ścięciowo-ekstensyjnego ciosu T, doprowadziło też – zgodnie z modelem Price'a – do uzupełnienia anizotropii ciosowej o kie-

runek ciosu podłużnego L, który zaczął się od tej pory ujawniać jako ekstensyjny, odprężeniowy zespół spękań prostopadłych do kierunku naprężenia σ_1 odpowiedzialnego za fałdowanie podłużne ("*release tension joints*" według de Sittera, 1964; "*unloading joints*" według Lajtaia, 1977).

Stosunkowo silna mineralizacja ciosu poprzecznego kalcytem tłumaczy się otwarciem wielu spękań tego systemu już wkrótce po zakończeniu fałdowania F_L, tj. wtedy, gdy ciśnienie nasyconych węglanem wapnia roztworów porowych było stosunkowo duże (Hancock & Atiya, 1979) i gdy istotną składową pofałdowego odprężenia orogenu stanowiło jego rozszerzanie się wzdłuż kierunku osi powstałych fałdów (Dubey, 1980).

Jeszcze przed etapem fałdowania ukośnego anizotropia ciosowa skał obszaru badań wzbogaciła się o dodatkowe kierunki, odpowiadające powierzchniom ciosu L' i T'. Zainicjowanie tego systemu ciosu można hipotetycznie wiązać z etapem dolnobadeńskiej kompresji ($F_{L'}$), która spowodować miała nasunięcie sfałdowanego fliszu *en bloc* na przedpole (Książkiewicz, 1972). Spękania L' stanowiłyby zatem powierzchnie odprężeniowe, prostopadłe do kierunku kompresji, zaś cios T' (najczęściej maskowany przez T_2) – ekstensyjny zespół równoległy do osi największego naprężenia.

Podczas etapu fałdowań ukośnych sieć ciosu częściowo ujawniona (pl. II: 4), częściowo zaś ukryta pod postacią anizotropii ciosowej, uległa lokalnym rotacjom i reorientacji (fig. 7; pl. IV: 2). W etapie F_D założony też został, podobnie jak spękania L' i T' z etapu $F_{L'}$, jeszcze jeden ortogonalny system ciosu D_T i D_L, dodatkowo komplikując układ anizotropii ciosowej.

SPĘKANIA NIEKATETALNE

Niejednolita genetycznie grupa występujących lokalnie w regionie babiogórskim spękań niekatetalnych obejmuje spękania przewodnie, przydyslokacyjne spękania pierzaste (fig. 13b; pl. III; pl. IV: 3, 4, 5; por. Jaroszewski, 1972, fig. 16) oraz różnej gęstości spękania o ustawieniu względem fałdów typowym dla kliważu wachlarzowego (ang. *fan cleavage*) lub częściej osiowego (fig. 8b, 9b). Z wymienionych spękań bliżej omówię tylko spękania przewodnie.

Spękania przewodnie

Poszczególne zespoły regionalnej sieci ciosu są lokalnie zastępowane lub uzupełniane (fig. 8e, 9a) analogicznie zorientowanymi względem osi dużych struktur fałdowych, pionowymi lub bliskimi położenia pionowego, niezbyt dobrze wykształconymi niekatetalnymi spękaniami przewodnimi (ang. *master joints*; por. Jaroszewski, 1980, s. 274). Spękania takie odzwierciedlają ogólny stan naprężeń podczas fałdowania, niezależny od lokalnej orientacji uławicenia w obrębie fałdów. Rozwojowi spękań przewodnich towarzyszy zwykle częściowa lub całkowita redukcja odpowiednich zespołów ciosu katetalnego. Spękania przewodnie występują najczęściej w stromych skrzydłach dużych fałdów podłużnych, tam gdzie trajektorie naprężenia σ_1 musiały w końcowych stadiach fałdowania F_L (lub pod-

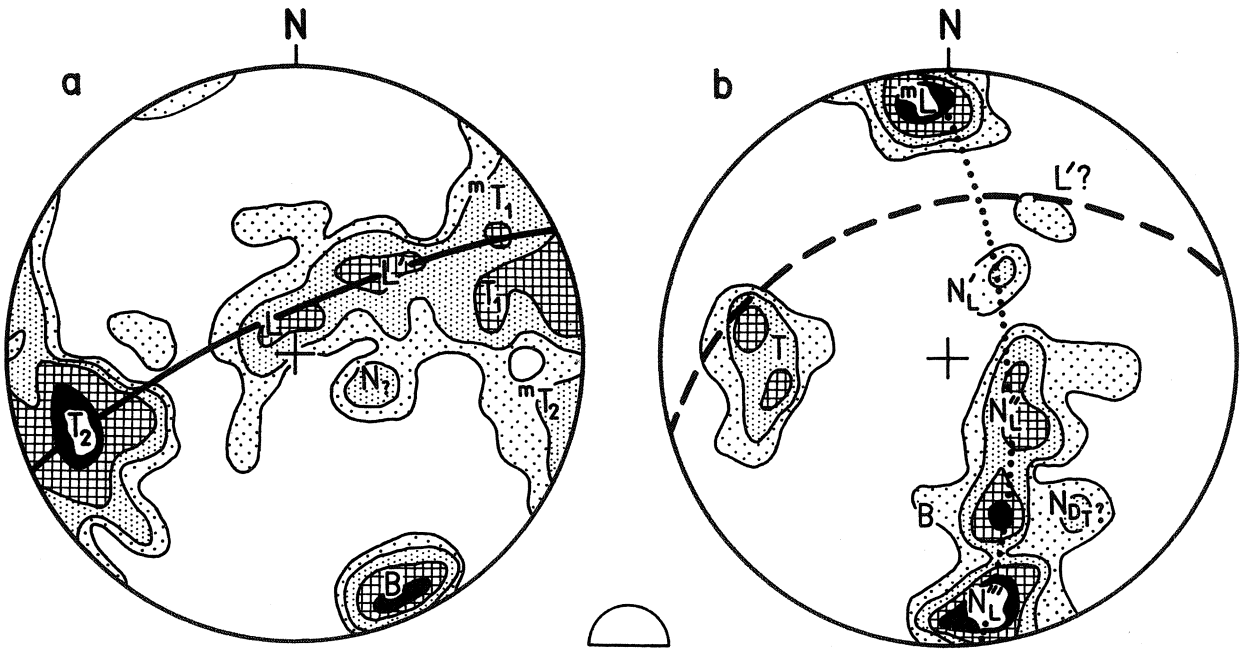


Fig. 9. Przykłady rozwoju spękań niekatetalnych. a – tendencja do wykształcenia spękań przewodnich $^mT_1$ i $^mT_2$ bez uszczerbku dla katetalnego ciosu T_1 i T_2 w niemal pionowej ławicy piaskowca magurskiego (C5 na fig. 1); b – podłużne spękania niekatetalne N'_L, N''_L, N'''_L (ostatni zespół zajmuje pozycję kliważu osiowego w fałdzie F_L) oraz spękania przewodnie ^mL we wkładce łupku w warstwach hieroglifowych (E3 na fig. 1). B – biegun uławicenia

Fig. 9. Examples of non-kathetal joints. a – tendency to develop master joints $^mT_1$ and $^mT_2$ without prejudice to the existing kathetal sets T_1 and T_2, displayed by almost vertical Magura Sandstone bed (C5 in Fig. 1); b – longitudinal non-kathetal joints N'_L, N''_L, N'''_L (the latter set occupies position of F_L axial-plane cleavage) and master joints ^mL within a shale layer, Hieroglyphic Beds (E3 in Fig. 1). B = pole of bedding

czas etapu F_L, ?) przecinać pod znacznym kątem uławicenie (Dieterich & Carter, 1969; Parrish, 1973; Gzowski *in* Jaroszewski, 1980, ryc. 272). Dlatego można przypuszczać, że rozwój spękań przewodnich wiąże się z mniej lub bardziej intensywnym „zagłuszeniem" pierwotnych układów naprężeń szczątkowych przez pola naprężeń działające „w poprzek" silnie wychylonych ławic i z zastępowaniem tych pierwotnych układów przez nowe pola naprężeń szczątkowych, odzwierciedlające ogólny, regionalny stan naprężeń w późnych stadiach fałdowania.

USKOKI

USKOKI W SKALI MAPY

Większość uskoków zaznaczających się w obrazie kartograficznym obszaru badań określić można jako dyslokacje poprzeczne (Książkiewicz, 1966, *1971*, *1974*; Golonka & Wójcik, *1978*), w sensie takim, w jakim poprzeczne są zespoły ciosu T_1 i T_2. Charakterystyczne jest, że uskoki te mają bieg równoległy do powierzchni ciosu poprzecznego, albo też pośredni między T_1 a T_2. Z rzadka tylko znaczone są na mapach duże uskoki podłużne o przebiegu zgodnym z generalną orientacją ciosu L lub L' oraz uskoki diagonalne, równoległe do ciosu D_T. O znacz-

nie większej wszakże roli tych ostatnich, niż wynikałoby to z danych zdjęcia geologicznego, świadczą opublikowane rezultaty analiz obrazów satelitarnych (Ostaficzuk, 1978, fig. 78; Doktór & Graniczny, 1983).

Na podstawie kryteriów intersekcyjnych nie udało się stwierdzić na obszarze badań uskoków o charakterze czysto przesuwczym[5] (*nb.* wagę tego argumentu osłabia nieco fakt, że z analizy mapy uzyskuje się sumaryczny, wypadkowy efekt wszystkich przemieszczeń, jakie zaszły w historii rozwoju danej dyslokacji). Również wyniki badań mezostrukturalnych świadczą na korzyść dominacji składowej zrzutowej nad przesuwczą w obrębie sieci uskokowej regionu babiogórskiego. W pobliżu dużych uskoków nie spotyka się mianowicie mezostruktur wskazujących na znaczniejszą składową ruchu przesuwczego. Jednocześnie składową zrzutową dokumentują pospolicie wykształcone w tych strefach niekatetalne zespoły spękań, z powodzeniem dające się interpretować jako „riedlowskie" spękania pierzaste, a także równoległe do macierzystych dyslokacji fałdy przyuskokowe F_T o poziomych lub połogich osiach.

Pozostaje to w pozornej sprzeczności z „przesuwczo-ścięciowym" uporządkowaniem układu uskoków poprzecznych generalnie w dwa sprzężone zespoły równoległe do powierzchni ciosowych T_1 i T_2. Sprzeczność ta zostaje usunięta, gdy przyjmie się model wtórnej, pofałdowej genezy uskoków poprzecznych (Tołwiński, 1921, s. 44 – 5), w myśl którego to modelu uskoki wykształciły się jako dyslokacje zrzutowe w kolejnych, następujących po fałdowaniu F_L etapach odprężenia i kompresji. Wykorzystały one anizotropię ciosową poprzez połączenie ciągów ujawnionych już powierzchni ciosu poprzecznego (pl. IV: 5). W podobny sposób, z wykorzystaniem anizotropii ciosowej i otwartych spękań innych zespołów ciosu, wytworzyć się też mogła część uskoków o odmiennych niż poprzeczne kierunkach. Niewątpliwie jednak część uskoków podłużnych, zwłaszcza nie omawiane bliżej w tej pracy nasunięcia, powstały już wcześniej, w trakcie etapu F_L.

O młodym, poszariażowym wieku przynajmniej części uskoków poprzecznych świadczą: przedłużanie się wielu dyslokacji z jednostki magurskiej w śląską (Książkiewicz, *1974*) i z usamodzielnionej tektonicznie w rejonie Pilska jednostki bystrzyckiej w raczańską (Golonka & Wójcik, *1978*), a także niewielkie sumaryczne amplitudy ruchów ślizgowych (maksymalnie do kilkuset metrów) na tych uskokach. Również występowanie stref silnego zagęszczenia spękań ciosowych w bezpośredniej bliskości uskoków równoległych do tych spękań (pl. IV: 1) dokumentuje pofałdową (po F_L) aktywność tych dyslokacji.

USKOKI MEZOSKOPOWE

Spośród dających się przynajmniej częściowo zinterpretować 270 zarejestrowanych przypadków drobnych uskoków, 36% można z większym lub mniejszym prawdopodobieństwem uznać za pierwotne (fig. 10), zaś 64% – za wtórne (Jaro-

[5] Ewentualny wyjątek mogłyby stanowić synchroniczne z fałdowaniem podłużnym, a zatem prawdopodobnie starsze od anizotropii ciosowej, uskoki typu "*tear faults*" (por. np. Hills, 1963, s. 208), na istnienie których brak jednak w badanym rejonie jednostki magurskiej (z nielicznymi wyjątkami, jak uskoki linii Skawy, czy uskok Marcówki) przekonujących dowodów.

szewski, 1980, s. 108). Zbadaną populację uskoków dokładniej charakteryzuje figura 11.

Z zestawienia tego zostały wyeliminowane – jako struktury genetycznie związane z utworzeniem ciosu – dość pospolicie występujące na powierzchniach ciosu poprzecznego zlustrowania o rysach równoległych do uławicenia. Pominięte są też, lub częściowo tylko reprezentowane przez pojedyncze zgeneralizowane pomiary, duże ilościowo zbiory danych dotyczących orientacji i wykształcenia struktur ślizgowych w wybranych, szczegółowo opracowanych odsłonięciach (Aleksandrowski, 1983, 1985a).

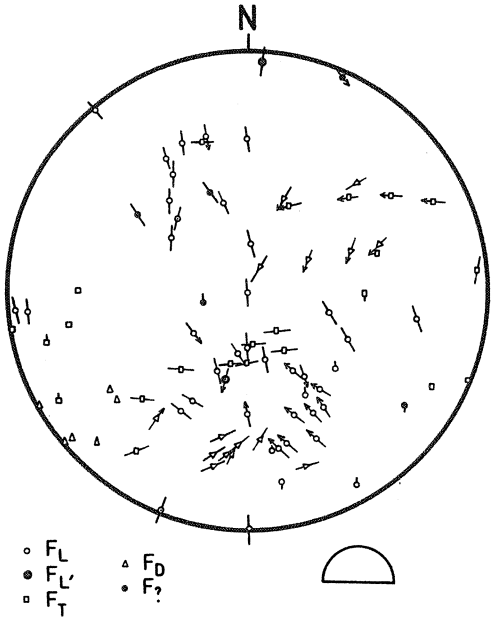


Fig. 10. Orientacja drobnych uskoków o cechach ścięć pierwotnych na całym obszarze badań z wyszczególnieniem etapów deformacji, w których przypuszczalnie się wykształciły. Kierunek rys ślizgowych oznaczony kreską lub (dla rozpoznanego zwrotu ruchu) strzałką wskazującą przemieszczenie górnego skrzydła uskoku; środek strzałki (kreski) odpowiada biegunowi powierzchni uskokowej (por. Hoeppener, 1955, s. 37–38; Jaroszewski, 1972, s. 143). Kreski pionowe pod lub nad biegunem powierzchni uskoku sygnalizują znaczną składową zrzutową, odpowiednio: normalną lub odwróconą (dla uskoków o bliżej nierozpoznanej orientacji ruchu ślizgowego)

Fig. 10. Orientation of minor faults considered as primary shears (*cf.* Jaroszewski, 1980) for the whole study area. Specified are deformational events responsible for producing the shears. Trends of slickenside striations are given by strokes or arrows (for the known sense of movement) representing displacements of the upper fault walls, while the arrows' central points are poles to fault planes (*cf.* Hoeppener, 1955, pp. 37–38, and Jaroszewski, 1972, p. 143). Vertical lines below or above poles to fault planes indicate considerable component of normal or reverse slip, respectively, for faults of slip direction only roughly known

Przyporządkowanie konkretnych uskoków poszczególnym etapom deformacji nastręcza wiele trudności. Figura 12 stanowi próbę takiego przyporządkowania. Obok ścięć uznanych za pierwotne i zinterpretowanych według zasad wypracowanych przez Andersona (1951), na obu diagramach są reprezentowane również liczne przypadki ślizgów wtórnych. Z braku lepszych metod postępowania ze zbiorami pojedynczych pomiarów uzyskanych ze stosunkowo dużych obszarów, powierzchnie ślizgów wtórnych zostały tu wyselekcjonowane na podstawie upraszczającego założenia, że wykształciły się one w szczególnych (choć najprawdopodobniej dość pospolitych) polach naprężeń, geometrycznie reprezentowanych przez jednoosiowe (obrotowe) elipsoidy naprężeń (tj. w praktyce dla następujących relacji między wartościami naprężeń głównych: $\sigma_1 \gg \sigma_2 \approx \sigma_3$ lub $\sigma_1 \approx \sigma_2 \gg \sigma_3$). Wziąłem mianowicie pod uwagę te powierzchnie wtórnych zlustrowań, na których rysy ślizgowe – po odwzorowaniu na siatce projekcyjnej (i w nielicznych przypadkach po odjęciu efektów wtórnej lokalnej reorientacji) – zajmują położenie mniej więcej równoległe do łuków koła wielkiego zbieżnych w rejonie odpowiadającym prawdopodobnym położeniom osi σ_1 podczas danego etapu de-

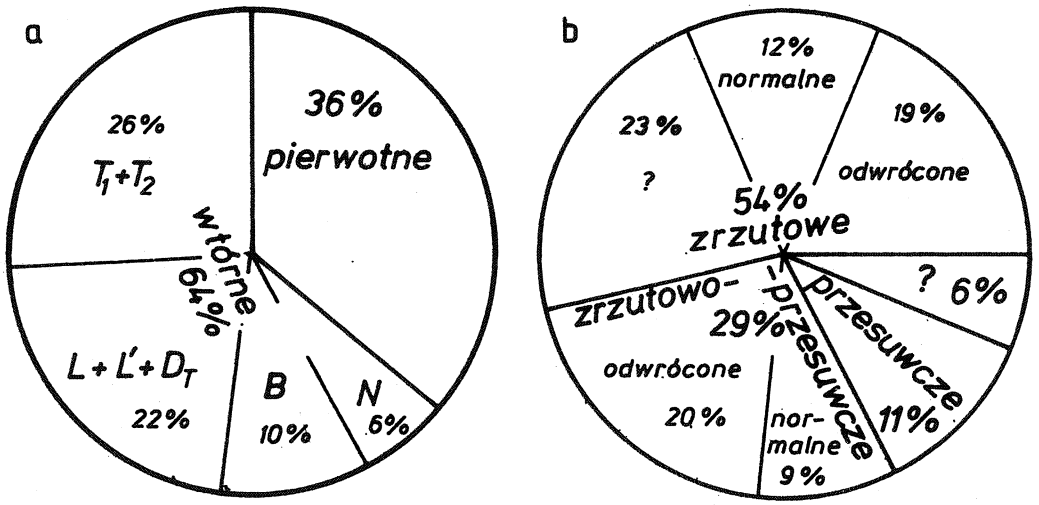


Fig. 11. Udział procentowy poszczególnych kategorii uskoków w zbadanym zbiorze 270 drobnych dyslokacji. W obrębie podzbioru uskoków wtórnych wyszczególniono rodzaje powierzchni wykorzystanych przez uskoki (T_1+T_2, $L+L'+D_T$ – powierzchnie ciosu, N – powierzchnie spękań niekatetalnych, B – powierzchnie uławicenia lub oddzielności wewnątrzławicowej)

Fig. 11. Percentage of particular fault categories within studied population of 270 minor faults. Pierwotne – primary faults (produced in isotropic rock; Jaroszewski, 1980), wtórne – secondary f. (produced in anisotropic rock): Specified are types of surfaces utilized by faults (T_1+T_2, $L+L'+D_T$ – surfaces of kathetal joints, N – surfaces of non-kathetal joints, B – bedding planes), zrzutowe – dip-slip f., normalne – normal f., odwrócone – reverse f., przesuwcze – strike-slip f., zrzutowo-przesuwcze – oblique-slip faults

formacji (por. Aleksandrowski, 1985a, fig. 1a, e). Z kolei pojęcie „etapu deformacji" rozumiem w tym przypadku szeroko, włączając w jego zakres również stadium pokompresyjnego odprężenia.

Nierzadko na powierzchniach uskoków obserwuje się efekty dwu- lub nawet trzykrotnych, różnokierunkowych ruchów ślizgowych. Wielofazowy rozwój licznych mezo-, a zwłaszcza makrouskoków, wydaje się dość typowy dla regionu babiogórskiego.

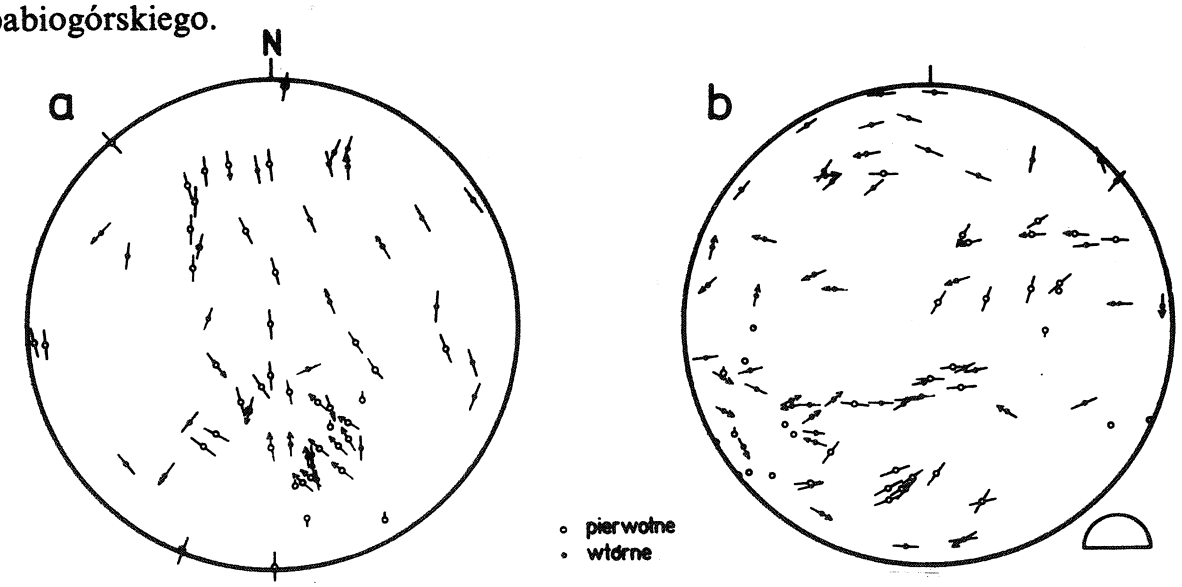


Fig. 12. Drobne uskoki wykształcone podczas etapów F_L i $F_{L'}$ (a) oraz etapu F_D (b). Dane dla całego obszaru badań

Fig. 12. Minor faults believed to have originated in F_L and $F_{L'}$ deformational events (a) and in F_D event (b). Data from the whole study area. Pierwotne – primary faults, wtórne – secondary faults

LINIA SKAWY

Szczegółowe badania mezostrukturalne nie potwierdziły hipotezy Książkiewicza (1958, 1966, 1970a, 1972, *1974*) o pofałdowym, prawoskrętnym przesunięciu mas skalnych płaszczowiny magurskiej na linii Skawy na odległość rzędu 5 km. Na całej długości tej linii w granicach obszaru badań (od Skawiec po Maków) nie udało się stwierdzić żadnych struktur mezoskopowych, które świadczyłyby o przesuwczym charakterze dyslokacji przebiegających doliną rzeki. Na odcinku Białka – Osielec nawet samo istnienie dużego uskoku wzdłuż doliny Skawy może być kwestionowane w świetle danych zdjęcia geologicznego (Książkiewicz, *1974*; Golonka *et al.*, *1978*).

Przeciwko znacznemu rozmiarami, pofałdowemu ruchowi przesuwczemu na linii Skawy w obrębie płaszczowiny magurskiej przemawiają również trudności natury geometrycznej, nieuchronnie związane z postulowanym przemieszczeniem mas skalnych wzdłuż silnie zmieniającej kierunek dyslokacji. Koncepcji tej nie potwierdza też analiza przebiegu granic facjalnych po obu stronach doliny Skawy, gdyż według danych Książkiewicza (1974) jedne granice przesunięte są zgodnie z modelem przesuwczym (np. południowa granica wydzielenia „warstwy hieroglifowe w facji łupków zielonych", północna granica zasięgu piaskowców pasierbieckich), natomiast inne – w kierunku przeciwnym (np. południowa granica występowania łupków podmagurskich). Niektóre granice facjalne przekraczają dolinę Skawy bez zakłóceń (np. granica między facjami: glaukonitową i muskowitową piaskowców magurskich, czy południowa granica zasięgu górnych piaskowców ciężkowickich).

Także orientacja standardowych zespołów ciosu: L, T_1 i T_2 wyklucza możliwość traktowania ukośnych siodeł Juszczyna i Kojszówki oraz łęku Sarniej Góry jako zgiętych w pobliżu linii Skawy fragmentów siodeł Krzanki i Grzechyni oraz łęku Zawoi. W odsłonięciach rozmieszczonych w pobliżu doliny Skawy na południe od Białki zespoły ciosu podłużnego i poprzecznego zorientowane są typowo (fig. 8b), nie wykazując znamion wtórnej rotacji całego układu ciosu, jaka wiązać by się musiała z przyjętym przez Książkiewicza wygięciem dużych fałdów podłużnych (por. fig. 7). Ten sam wniosek wyciągnąć można z analizy diagramów położenia warstw w omawianym rejonie doliny Skawy (fig. 13a). Na diagramach tych widoczna jest tendencja do grupowania się pomiarów w pasy rozrzutu o osiach prawie równoleżnikowych. Pasy te odzwierciedlają udział powierzchni uławicenia w fałdach podłużnych. Oczywiście na dyspersję „podłużną" nałożony jest też tutaj dodatkowo „ukośny" (ewentualnie również „poprzeczny") kierunek rozrzutu biegunów warstw.

Jednocześnie analiza sieci spękań w odsłonięciach zlokalizowanych na całej długości doliny Skawy w granicach obszaru badań wykazała stosunkowo liczne przejawy ruchów zrzutowych na makro- i mezouskokach. Manifestują się one przez wykształcenie zespołów spękań niekatetalnych łatwo dających się interpretować jako przydyslokacyjne spękania pierzaste (fig. 13b). Prawie wszystkie stwierdzone, nieliczne zresztą, drobne uskoki mają charakter zrzutowy, bądź wykazują

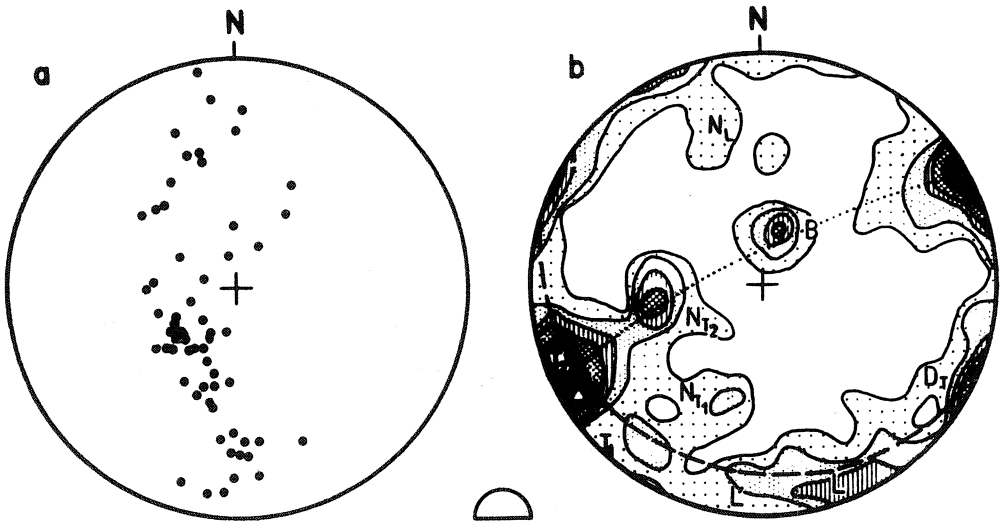


Fig. 13. Przykłady stosunków strukturalnych w odsłonięciach z doliny Skawy. a – orientacja uławicenia w piaskowcach magurskich w strefie przyległej do odcinka Białka – Osielec (D6 na fig. 1); b – sieć spękań w marglach warstw podmagurskich w sąsiedztwie uskoku zembrzyckiego (B5 na fig. 1): B – uławicenie; N_{T1}, N_{T2} – spękania niekatetalne; trójkątem oznaczona powierzchnia drobnego uskoku normalnego, linią kropkowaną – pas rozrzutu biegunów uławicenia margli „poddartych" na tym uskoku

Fig. 13. Examples of structural data sets from outcrops located in the Skawa valley. a – bedding orientation of Magura Sandstone in the zone adjoining Białka – Osielec segment of the Skawa line (D6 in Fig. 1), b – joints in marl of Sub-Magura Beds close to Zembrzyce fault (B5 in Fig. 1): B – bedding, N_{T1}, N_{T2} – non-kathetal joints; surface of a minor normal fault indicated with triangle, dotted line represents girdle of bedding bent at this fault

znaczną składową zrzutową. Tak mezouskoki, jak i zapewne makrouskoki są w dolinie Skawy równoległe do powierzchni ciosu (głównie do T_2 i L' na odcinku Sucha – Maków oraz do D_T i T_2 na odcinku Białka – Osielec).

Przedstawione argumenty nie wykluczają możliwości przedfałdowego lub wczesnofałdowego (chodzi o etap F_L) przesuwczego rozerwania (ang. *tear faulting*) utworów płaszczowiny magurskiej wzdłuż późniejszej doliny Skawy. Najwięcej argumentów na rzecz takiej „wczesnotektonicznej" aktywności można przytoczyć dla odcinka doliny od Skawiec po Suchą, wzdłuż którego przebiega dyslokacja zembrzycka (Książkiewicz, 1935). Fałdy po obu stronach tego uskoku wyraźnie sobie nie odpowiadają, tak że uzasadnione wydaje się przypuszczenie, iż powstały niezależnie (Książkiewicz, 1966; por. też Dubey & Cobbold, 1977). Za realnością takiej możliwości zdaje się przemawiać pobliska analogia strukturalna – uskok Marcówki, którego skrzydła są, jak wynika z danych Książkiewicza (*1974*), sfałdowane zupełnie odmiennie.

W każdym razie po fałdowaniu F_L uskok zembrzycki przejawiał aktywność zrzutową, nie przesuwczą, zaś odcinki Sucha – Maków i Białka – Osielec doliny Skawy rozwinięte są, jak można sądzić, nie tyle wzdłuż dyslokacji, ile raczej wzdłuż biegu dużych ukośnych elementów fałdowych i fałdowo-uskokowych, wchodzących w skład tzw. strefy tektonicznej Andrychów – Jordanów (Aleksandrowski, 1983). Obejmuje ona kilkukilometrowej szerokości strefę silnego rozwoju makrostruktur ukośnych, ciągnącą się od nasunięcia karpackiego po Rabkę.

Omawiana strefa znajduje się na przedłużeniu linii dyslokacyjnej środkowej Odry oraz transkontynentalnego „lineamentu Hamburg – Berlin – Tulcza" (Dikkers, 1977; Motyl-Rakowska & Ślączka, 1983). W kierunku SE omawiana strefa przedłuża się w piętnastokilometrowej długości prostolinijny odcinek doliny Dunajca między Knurowem a Sromowcami, obejmując swym zasięgiem intruzje pienińskich andezytów.

GENEZA I ROZWÓJ SIECI USKOKOWEJ

Należy przypuszczać, że w inicjalnym stadium fałdowania F_L narastająca stopniowo kompresja tektoniczna przewyższyła w pewnym momencie wartość ciśnienia litostatycznego, które dotychczas odgrywało rolę największego naprężenia głównego σ_1. Ciśnienie pionowe przejęło zatem na krótko rolę naprężenia σ_2. W tym czasie dojść mogło do utworzenia się hipotetycznych, wczesnofałdowych uskoków przesuwczych typu *tear faults* (mogły one też wykształcić się i w późniejszych stadiach fałdowania F_L).

Nieco później, lecz wciąż jeszcze w początkowym okresie fałdowania F_L, gdy wskutek ciągłego wzrostu kompresji tektonicznej ciśnienie pionowe zostało już zredukowane do roli σ_3, najmniejszego z naprężeń głównych, a oś σ_2 zajęła pozycję poziomą (łatwiejsze odprężanie w pionie, niż wzdłuż osi fałdów), zapanowały warunki sprzyjające tworzeniu się pierwotnych, podłużnych uskoków odwróconych; uskoki wtórne ograniczały się zasadniczo do ślizgów po powierzchniach uławicenia. W późniejszych stadiach F_L wzrastał udział uskoków wtórnych: inwersyjnych (wzdłuż powierzchni podłużnych spękań niekatetalnych) i normalnych (np. w zewnętrznych partiach antyklin). Poziome położenie osi σ_2 i jednoskośna symetria pola naprężeń (względem powierzchni terenu i sfałdowanych powierzchni uławicenia), a także brak większej ilości powierzchni anizotropii (wobec niewykształcenia się jeszcze sieci ciosu) generalnie nie sprzyjały podczas etapu F_L powstawaniu ślizgów zrzutowo-przesuwczych i przesuwczych.

W warunkach pofałdowego odprężenia utworzyły się wtórne, poprzeczne i podłużne uskoki normalne, wykorzystując świeżo uzyskaną przez ośrodek skalny anizotropię ciosową oraz częściowo ujawnioną już sieć ciosu.

W następnych etapach kompresji ($F_{L'}$, F_D) wśród przemieszczeń uskokowych wzrastał udział ślizgów wtórnych w związku z powstawaniem coraz większej ilości powierzchni anizotropii w postaci otwierających się spękań. Wzrastało też znaczenie ślizgów przesuwczych (szczególnie predysponowane do przesuwczej aktywności w etapie F_D wydają się te uskoki, które znalazły się w obrębie przegubów powstających fałdów nałożonych typu 2), a zwłaszcza zrzutowo-przesuwczych (ze względu na trójskośną – w ogólnym przypadku – symetrię późniejszych pól naprężeń w stosunku do sfałdowanego w etapie F_L uławicenia). W obu omawianych etapach kompresji powstały głównie uskoki o znacznej składowej inwersyjnej. Zsuwcze (por. Patałacha, 1976; Jaroszewski, 1980, s. 98) i inwersyjne ruchy na uskokach poprzecznych (prawdopodobny jest też w nich udział skła-

dowej przesuwczej) wytworzyły w etapie F_D pospolicie występujące w sąsiedztwie tych uskoków fałdy F_T.

W fazach pokompresyjnego odprężenia powstały uskoki o przewadze składowej normalnej, wykorzystujące obok starych, również nowo powstałe powierzchnie nieciągłości oraz nowo założone kierunki anizotropii ciosowej (np. po etapie F_D sieć uskokowa wzbogaciła się o dyslokacje diagonalne). Uskoki wykształcone w etapach wcześniejszych, w następnych doznawały zmian kierunku i zwrotu ruchu skrzydeł, stąd częsta wielofazowość ich rozwoju.

GENEZA FAŁDÓW UKOŚNYCH, WNIOSKI TEKTOGENETYCZNE

Fałdowe i fałdowo-uskokowe makrostruktury ukośne (a także mniejsze od nich rozmiarami – poprzeczne), nałożone na dominujące podłużne łuski i fałdy, nie są w zachodnich Karpatach zewnętrznych zjawiskiem endemicznym, ograniczonym tylko do okolic Babiej Góry (Aleksandrowski, 1985b). Od dawna są one opisywane przez różnych autorów z rozmaitych rejonów, niemniej zwykle traktuje się je jako mniej lub więcej lokalne odstępstwa od budowy ogólnej (np. Tołwiński, 1921; Nowak, 1927; A. Tokarski, 1947; Sikora & Żytko, 1960; Golonka & Wójcik, *1978*). Jak się wydaje, jedynie Teisseyre (1921) i Świderski (1952) w pewnym stopniu docenili zasięg i znaczenie tych struktur.

Zagadnienie wieku etapu fałdowego F_D pozostaje nierozstrzygnięte. Struktury ukośne powstały niewątpliwie po etapie F_L, a zatem nie są starsze od dolnego miocenu. Są one też młodsze od hipotetycznego etapu F_L, i stąd – jeśli prawdziwe jest założenie paralelizujące ten etap z dolnobadeńskimi ruchami nasuwczymi zachodniej części Karpat fliszowych na platformę – sądzić można o ich podolnobadeńskim wieku.

W celu wyjaśnienia genezy zespołu struktur ukośnych we fliszu okolic Babiej Góry, a także w całych zachodnich Karpatach fliszowych na obszarze Polski, można odwołać się do trzech niezależnych mechanizmów, które zresztą dają się przynajmniej częściowo pogodzić i połączyć.

1. Zespół fałdów nałożonych o takiej orientacji mógł się wykształcić (por. Bishop, 1968; Smith, 1968; Eisbacher, 1976; Jaroszewski, 1980, ryc. 334; Odonne & Vialon, 1983) w rezultacie przyjmowanego przez wielu autorów (np. Morawski, 1972; Unrug, 1979, 1984; Birkenmajer, 1980, 1981, 1983; Royden *et al.*, 1983) znacznego rozmiarami, mioceńskiego lewoskrętnego przesunięcia Karpat wewnętrznych względem zewnętrznych wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego. Dla utworzenia struktur fałdowych przesunięcie takie musiałoby być stowarzyszone ze znaczną składową kompresji regionalnej, skierowaną prostopadle do strefy ruchu przesuwczego (Garfunkel, 1966). Pomocne byłyby też lewoskrętne ruchy przesuwcze w podłożu Karpat fliszowych, pochodne względem przemieszczenia wzdłuż pasa skałkowego i zgodne z nim kierunkowo.

2. Powstanie zespołu struktur ukośnych można pogodzić z wypracowanym przez Royden *et al.* (1983) modelem ekstensji basenu wiedeńskiego (od ottnangu

po koniec badenu), skądinąd zakładającym zresztą jednoczesny ruch przesuwczy wzdłuż pasa skałkowego (fig. 14).

3. Można wyrazić przypuszczenie, że fałdy ukośne nawiązujące orientację do systemu fałdowego Karpat Wschodnich stanowią rezultat fałdowań i nasunięć, które w tamtym obszarze zachodziły jeszcze w sarmacie (Książkiewicz, 1972; Karnkowski, 1974). Kompresja związana z fałdowaniem Karpat Wschodnich zostałaby

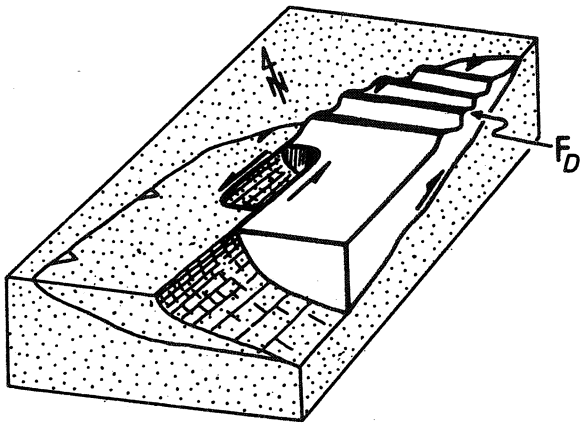


Fig. 14. Model tłumaczący powstanie fałdów ukośnych zachodnich Karpat zewnętrznych płytką ekstensją we fliszowym podłożu basenu wiedeńskiego według mechanizmu zaproponowanego przez Royden *et al.* (1983, Fig. 8). Zakropkowane: platforma europejska i nieaktywne płaszczowiny zachodniej części zachodnich Karpat zewnętrznych. Niezakropkowane: aktywna strefa płaszczowin fliszowych na N i E od basenu wiedeńskiego, przemieszczana ku NE

Fig. 14. Model explaining the origin of diagonal folds of the Western Outer Carpathians by thin-skinned extension of the flysch substratum of the Vienna basin according to the mechanism proposed by Royden *et al.* (1983, Fig. 8). Dotted: European Platform and inactive nappes of the western part of the Western Outer Carpathians. Non-dotted: active parts of flysch nappes, east and north of the Vienna basin, being transported northeastward

w myśl tej koncepcji przekazana przez strefę brzeżną platformy wschodnioeuropejskiej skonsolidowanemu podłożu fliszowych Karpat Zachodnich, w których laramijskie dyslokacje o biegu NW – SE uległyby uruchomieniu i przekształceniu w uskoki odwrócone (por. Stearns, 1971, 1978; Jackson, 1980). Nad skróconym w ten sposób podłożem zostałby wtórnie sfałdowany i pocięty uskokami płaszcz fliszowy, przy czym niektóre wybitniejsze dyslokacje podłoża „przeświecałyby" przez pokrywę płaszczowinową (por. Teisseyre, 1907, 1921, 1926), tworząc wydłużone strefy o silnym rozwoju fałdów ukośnych, jak na przykład strefa Andrychów – Jordanów[6].

Na tej trzeciej koncepcji, uzupełnionej o pewne elementy modelu zakładającego ruch przesuwczy wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego, została oparta figura 15, przedstawiająca hipotezę sukcesywnej, prawoskrętnej rotacji wektora kompresji regionalnej podczas kolejnych etapów tektogenezy zachodnich Karpat zewnętrznych.

[6] Analogicznego zachowania podłoża fliszu spodziewać się też można w warunkach działania mechanizmu pierwszego, wyprowadzającego struktury ukośne z przesuwczego przemieszczenia wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego (wariant bez dodatkowej aktywności przesuwczej w podłożu).

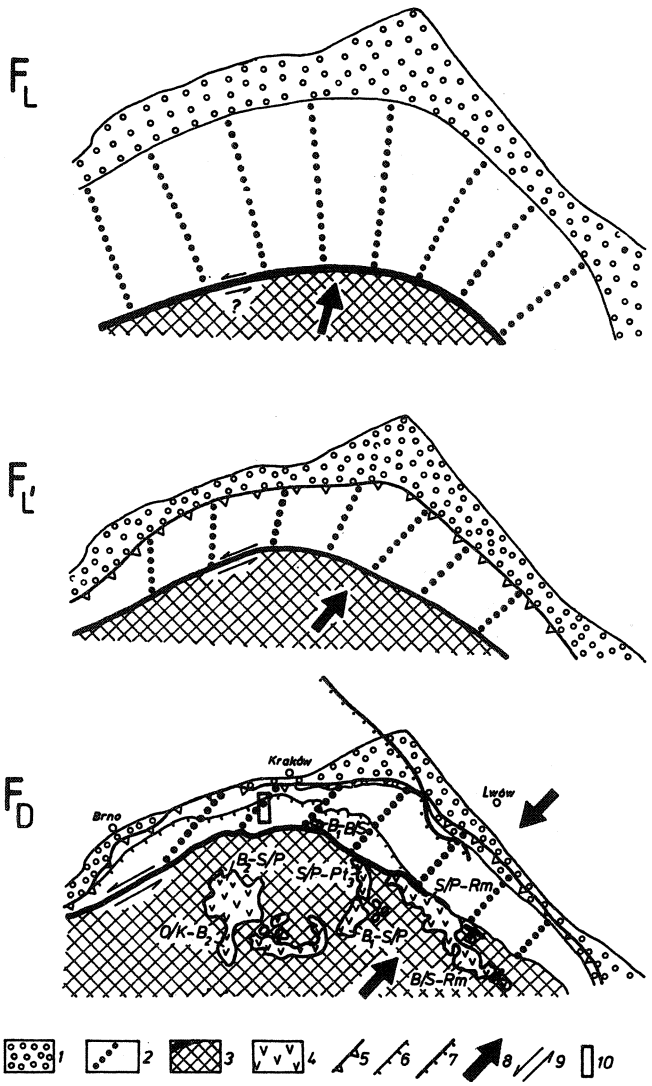


Fig. 15. Ekstrapolacja wyników analizy strukturalnej regionu babiogórskiego w zastosowaniu do hipotetycznego, kolizyjnego modelu tektogenezy północnych Karpat zewnętrznych.

F_L (grn eocen ?–dln. miocen): W obrębie basenu fliszowego kompresja działa prostopadle do sztywnej południowej krawędzi fałdowanego kompleksu, spoczywającego na mobilnym podłożu. Kierunek kompresji we fliszu jest w dużym stopniu niezależny od kierunku napierającej kry panońskiej (por. Coney, 1973).

$F_{L'}$ (karpat–dln baden ?): W podłożu sfałdowanego kompleksu dochodzi do kolizji sztywnych „ram" orogenu w wyniku konsumpcji mobilnego podłoża basenu. Kierunek kompresji w pokrywie fliszowej odchyla się od prostopadłości względem krawędzi basenu, dostosowując się częściowo do układu naprężeń powstałego w podłożu w efekcie kolizji.

F_D (po dln. badenie): Przebieg osi kompresji we fliszu dostosowuje się do układu naprężeń w napierających na siebie wzdłuż kierunku SW–NE sztywnych blokach podłoża.

1 – obszar rowu przedgórskiego (w dzisiejszych granicach), *2* – basen fliszowy Karpat zewnętrznych i kierunek działania kompresji tektonicznej, *3* – Karpaty wewnętrzne jako fragment kry panońskiej (czarny – pieniński pas skałkowy), *4* – wulkanity późnokenozoiczne, *5* – nasunięcie karpackie, *6* – nasunięcie magurskie, *7* – strefa krawędziowa platformy wschodnioeuropejskiej, *8* – kierunek ruchu kier obrzeżających basen fliszowy, *9* – ruch przesuwczy, *10* – lokalizacja obszaru badań. Dla młodych wulkanitów ramowo podany wiek (według Póka, in Royden *et al.*, 1983): *O* – ottnang, *K* – karpat, *B* – baden, *S* – sarmat, *P* – panon, *Pt* – pont, *Rm* – rumun

Fig. 15. Extrapolation of structural data obtained in Mt. Babia Góra region applied to a hypothetical collisional model of tectogenesis of Northern Outer Carpathians.

F_L (Late Eocene ?–Early Miocene): Tectonic compression within the flysch basin is perpendi-

Oznaczenia stosowane w pracy

F_1 – fałdy starsze
F_2 – fałdy młodsze
F_L – (1) fałdy podłużne
– (2) etap deformacji, w którym utworzyły się fałdy podłużne
$F_{L'}$ – etap deformacji, w którym założony został cios L'
F_D – (1) fałdy ukośne
– (2) etap deformacji, w którym utworzyły się fałdy ukośne
F_T – fałdy poprzeczne
F_{T1} – fałdy poprzeczne zespołu 1
F_{T2} – fałdy poprzeczne zespołu 2
T – (1) cios poprzeczny (zespoły T_1 i T_2 łącznie)
– (2) specyficzny zespół ciosu poprzecznego, prostopadły do osi F_L
T_1, T_2 – zespoły ciosu poprzecznego sprzężone względem F_L
L – cios podłużny względem F_L
L', T' – ortogonalny system ciosu nie nawiązujący do F_L ani do F_D
D_T – cios ukośny, poprzeczny względem F_D
D_L – cios ukośny, podłużny względem F_D
$^mT_1$, $^mT_2$ – spękania przewodnie, odpowiedniki ciosu T_1 i T_2
^mL, $^mL'$ – spękania przewodnie, odpowiedniki ciosu L i L'
^mD_T, ^mD_L – spękania przewodnie, odpowiedniki ciosu D_T i D_L
N – spękania niekatetalne
N_{T1}, N_{T2}, N_L, $N_{L'}$, N_{DT}, N_{DL} – zespoły spękań niekatetalnych
σ_1, σ_2, σ_3 – naprężenia główne
θ – kąt ścinania
φ – kąt upadu

cular to a rigid edge that bounds the flysch belt on the south. The compression direction within the flysch, resting upon mobile substratum, is to a high degree independent of the movement direction of the Pannonian Microplate (*cf.* Coney, 1973).

$F_{L'}$ (Karpatian–Early Badenian ?): A collision of rigid "frames" of the orogene takes place in the flysch substratum due to consumption of the mobile basement of the basin. Direction of compression within the flysch cover deviates from perpendicular position with respect to basin edges and tries to adjust to a stress pattern which came into being in the basement due to collision.

F_D (after Early Badenian): Compression trajectories within the flysch are in agreement with those in rigid blocks of the substratum pressing against each other along SW–NE direction.

1 – Carpathian foredeep (in its present limits), *2* – flysch basin of Outer Carpathians and direction of tectonic compression, *3* – Inner Carpathians as a part of the Pannonian Microplate (black: Pieniny Klippen Belt), *4* – Late Cenozoic volcanic rocks, *5* – Carpathian frontal thrust, *6* – Magura thrust, *7* – edge zone of East-European Platform, *8* – movement direction of plates bordering the flysch basin, *9* – strike-slip displacement, *10* – location of the study area. The age of young volcanic rocks is given after Póka (in Royden *et al.*, 1983): *O* – Ottnangian, *K* – Karpatian, *B* – Badenian, *S* – Sarmatian, *P* – Pannonian, *Pt* – Pontian, *Rm* – Romanian

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

Aleksandrowski, P., 1980. Step-like tectonic lineation in the Magura flysch (Western Outer Carpathians). Schodkowa lineacja tektoniczna na fliszu magurskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 50, 3/4: 329–339. Kraków.

Aleksandrowski, P., 1983. *Analiza strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry.* (Niepublikowana rozprawa doktorska – unpublished Ph.D. thesis), Inst. Nauk. Geol. PAN: 1–261. Kraków.

Aleksandrowski, P., 1985a. Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *J. Struct. Geol.* 7 (1): 73–82. Oxford.

Aleksandrowski, P., 1985b. Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland. *Carp.–Balcan. Geol. Assoc., 13th Congr. Proc. reports*, Pt. I: 159–162. Kraków.

Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain.* Oliver & Boyd. Edinburgh.

Beach, A., 1977. Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. *Tectonophysics* 40, (3/4): 201–225. Amsterdam.

Bieda, F., Jednorowska A. & Książkiewicz, M., 1967. Stratigraphy of the Magura series around Babia Góra. Stratygrafia serii magurskiej w obszarze babiogórskim. *Biul. Inst. Geol.* 211: 293–324. Warszawa.

Biot, M.A., 1961. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72 (11): 1595–1620. New York.

Birkenmajer, K., 1974. Carpathian Mountains. In: Spencer A.M. (Ed.), *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 4: 127–157. Edinburgh–London.

Birkenmajer, K., 1978. Neogene to early Pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Subsydencja w sąsiedztwie pienińskiego pasa skałkowego (Karpaty) w ciągu neogenu i wczesnego plejstocenu. *Studia Geomorph. Carp-Balc.* 12: 17–28. Wrocław.

Birkenmajer, K., 1980. Główne elementy trzeciorzędowej tektoniki pienińskiego pasa skałkowego – aspekty ogólne i surowcowe. *95 Sesja Nauk. Inst. Geol. „Znaczenie badań geologicznych Karpat i ich przedgórza w rozwoju południowego i południowo-wschodniego makroregionu Polski" (Kraków–Mogilany 19–21. V. 1980):* 109–111. Kraków.

Birkenmajer, K., 1981. Strike-slip faulting in the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Carp.-Balcan. Geol. Assoc., 12th Congr. (8–13. IX. 1981), Abstracts:* 114–115. Bucharest.

Birkenmajer, K., 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Strike-slip faults in the northern boundary zone of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geol. Pol.* 77: 89–112. Warszawa.

Bishop, D.G., 1968. The geometric relationships of structural features associated with major strike-slip faults in New Zealand. *New Zeal. J. Geol. Geophys.* 11 (2): 405–417. Wellington.

Blay, P., Cosgrove, J.W. & Summers, J.M., 1977. An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *J. Geol. Soc. Lond.* 133: 329–342. London.

Boretti-Onyszkiewicz, W., 1968a. Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. Joint anisotropy of flysch sandstones of West Podhale in the light of studies on strenght. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.* 10: 115–152. Warszawa.

Boretti-Onyszkiewicz, W., 1968b. Cios we fliszu zachodniego Podhala. Joints in the flysch of Western Podhale. *Acta Geol. Pol.* 18 (1): 101–152. Warszawa.

Caire, A., 1975. Les joints obliques à la stratification (clinoclives) et leur déformation dans les séries calcaires jurassiennes. *Bull. Soc. géol. France* (7) 17 (2): 231–241. Paris.

Caire, A., 1976. Tendences rotationelles des lames diaclivaires dans les plis en S. *4e Réunion Annuelle des Sci. de la Terre. Soc. géol. France:* 88. Paris.

Coney, P.J., 1973. Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belts. *Geology* 1, 3: 131–134. Boulder.

Dieterich, J.H. & Carter, N.L., 1969. Stress history of folding. *Am. J. Sci.* 267 (2): 129—154. New Haven.

Dikkers, A.J., 1977. Sketch of possible lineament pattern in northwest Europe. *In*: Frost R.T.C., Dikkers, A.J. (Eds.), Fault tectonics in N.W. Europe. *Geol. Mijnbouw* 56 (4): 275—285. Amsterdam.

Doktór, S. & Graniczny, M., 1983. Fotogeologiczna analiza zdjęć satelitarnych Karpat. Photogeological analysis of satellite imagery of the Carpathian Mts. *Kwart. Geol.* 27 (3): 645—656. Warszawa.

Dubey, A.K., 1980. Late stages in the development of folds as deduced from model experiments. *Tectonophysics* 65, (3/4): 311—322. Amsterdam.

Dubey, A.K. & Cobbold P.R., 1977. Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment. *Tectonophysics* 38 (3/4): 223—239. Amsterdam.

Durney, D.W., Ramsay, J.G., 1973. Incremental strains measured by syntectonic crystal growth. *In*: De Jong, K.A., Scholten, R. (Eds.), *Gravity and Tectonics*: 67—96. Wiley, New York.

Eisbacher, G.H., 1976. Sedimentology of the Dezadeash flysch and its implications for strike-slip faulting along Denali Fault, Youkon Territory and Alaska. *Can. J. Earth Sci.* 13 (11): 1495—1513. Ottawa.

Gallagher, Jr. J.J., Friedman, M., Handin, J., Sowers, G.M., 1974. Experimental studies relating to microfractures in sandstone. *Tectonophysics* 21 (3): 203—247. Amsterdam.

Garfunkel, Z., 1966. Problems of wrench faults. *Tectonophysics* 3 (5): 457—473. Amsterdam.

Ghosh, S.K., 1974. Strain distribution in superposed buckling folds and the problem of reorientation of early lineations. *Tectonophysics* 21 (3): 249—272. Amsterdam.

Ghosh, S.K., Ramberg, H., 1968. Buckling experiments on intersecting fold patterns. *Tectonophysics* 5 (2): 89—105. Amsterdam.

Hancock, P.L., 1964. The relations between folds and late-formed joints in South Pembrokeshire. *Geol. Mag.* 101 (2): 174—184. Hertford.

Hancock, P.L., Atiya, M.S., 1979. Tectonic significance of mesofracture systems associated with the Lebanese segment of the Dead Sea transform fault. *J. Struct. Geol.* 1 (2): 143—153. Oxford.

Hills, E.S., 1963. *Elements of Structural Geology*. Methuen. London.

Hodgson, R.A., 1961. Classification of structures on joint surfaces. *Am. J. Sci.* 259 (7): 493—502. New Haven.

Hoeppener, R., 1955. Tektonik im Schiefergebirge. *Geol. Rundsch.* 44: 26—58. Stuttgart.

Hudleston, P.J., 1973. Fold morphology and some geometrical implications of fold development. *Tectonophysics* 16 (1/2): 1—46. Amsterdam.

Jackson, J.A., 1980. Reactivation of basement faults and crustal shortening in orogenic belts. *Nature*, 283 (5745): 343—346. London.

Jaroszewski, W., 1968. Gzymsy tektoniczne — nowy element drobnej tektoniki. Tectonic ledges — a new element in mesotectonics. *Acta Geol. Pol.* 18 (1): 179—203. Warszawa.

Jaroszewski, W., 1972. Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains. *Studia Geol. Polon.* 38: 1—210. Warszawa.

Jaroszewski, W., 1978. Elementy tektoniki. *In*: Jaroszewski, W. (Ed.), *Przewodnik do cwiczeń z geologii dynamicznej*. Wyd. 4: 245—303, Wyd. Geol. Warszawa.

Jaroszewski. W., 1980. *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. 2. Wyd. Geol., Warszawa.

Jednorowska, A., 1966. Zespoły małych otwornic w warstwach jednostki magurskiej rejonu Babiej Góry i ich znaczenie stratygraficzne. *Przewodnik 39 Zjazdu Pol. Tow. Geol. (Babia Góra, 2—5 czerwca 1966)*: 71—90. Warszawa.

Julivert, M., Marcos, A., 1973. Superimposed folding under flexular conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain). *Am. J. Sci.* 273 (5): 353—375. New Haven.

Karnkowski, P., 1974. Zapadlisko przedkarpackie. Część wschodnia (na wschód od Krakowa). *In*: Pożaryski W. (Ed.), Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 1. Niż Polski: 402—416. Wyd. Geol., Warszawa.

Kozikowski, H., 1953. Budowa geologiczna okolic Klęczan—Pisarzowej. Geological structure of the region of Klęczany—Pisarzowa. *Biul. Inst. Geol.* 85: 1—81. Warszawa.

Kozikowski, H., 1958. Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża. The Magura nappe and its relation to the substratum. *Acta Geol. Pol.* 8 (2): 179—211. Warszawa.

Książkiewicz, M., 1935. Budowa brzeżnych mas magurskich między Sułkowicami a Suchą. Sur la structure des masses marginales de la nappe de Magura entre Sułkowice et Sucha. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 11: 104—122. Kraków.

Książkiewicz, M., 1948. Stratygrafia serii magurskiej na przedpolu Babiej Góry. Stratigraphy of the Magura series north of the Babia Góra, Western Carpathians. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 48: 1—35. Warszawa.

Książkiewicz, M., 1958. Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim. Stratigraphy of the Magura series in the Średni Beskid, Carpathians. *Biul. Inst. Geol.* 135: 43—96. Warszawa.

Książkiewicz, M., 1966. Geologia regionu babiogórskiego. *Przewodnik 39 Zjazdu Pol. Tow. Geol. (Babia Góra, 2—5 czerwca 1966)*: 5—58. Warszawa.

Książkiewicz, M., 1968. Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Observations on jointing in the Flysch Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 38 (2—3): 335—384. Kraków.

Książkiewicz, M., 1970a. Przyczynki do geologii Karpat Wadowickich. Cz. II. Contributions to the geology of the Wadowice region. Pt. II. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 40 (3—4): 369—375. Kraków.

Książkiewicz, M., 1970b. Geologia Sidziny koło Jordanowa (Karpaty Zachodnie). Geology of Sidzina near Jordanów, Western Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 40 (3—4): 377—391. Kraków.

Książkiewicz, M., 1972. *Budowa Geologiczna Polski. T. IV. Tektonika. Cz. 3. Karpaty*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Książkiewicz, M., 1977. The tectonics of the Carpathians. *In*: Pożaryski, W. (Ed.), *Geology of Poland. Vol. IV. Tectonics*: 476—620, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Lajtai, E.Z., 1977. A mechanistic view of some aspects of jointing in rocks. *Tectonophysics* 38 (3/4): 327—338. Amsterdam.

Morawski, W., 1972. Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy. Tectonics of the northern limb of the Podhale synclinorium. *Acta Geol. Pol.* 22 (3): 573—591. Warszawa.

Motyl-Rakowska, J., Ślączka, A., 1983. *Ważniejsze lineamenty Karpat i ich związek ze znanymi uskokami.* Konfer. naukowa „Stan rozpoznania geologicznego brzeżnej części Karpat w świetle prac poszukiwawczych górnictwa naftowego" (Kraków, maj 1983). Cz. III: 12—13. Komisja Tekt. Kom. Nauk Geol. PAN. Kraków.

Muecke, G.K., Charlesworth, H.A.K., 1966. Jointing in folded Cardium sandstones along the Bow River, Alberta. *Can. J. Earth Sci.* 3: 579—596. Ottawa.

Muehlberger, W.R., 1961. Conjugate joint sets of small dihedral angle. *J. Geol.* 69 (2): 211—219. Chicago.

Nowak, J., 1921. Stosunki stratygraficzne rejonu Magórskiego w okolicy Rabki. Sur la stratigraphie du district de Magóra aux environs de Rabka. *Kosmos* 46 (2—3): 227—241. Lwów.

Nowak, J., 1927. *Zarys tektoniki Polski.* Esquisse de la tectonique de la Pologne. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów. Kraków.

Odonne, F. & Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics* 99 (1): 31—46. Amsterdam.

Olsson, W.A., 1974. Microfracturing and faulting in a limestone. *Tectonophysics* 24 (3): 277—285. Amsterdam.

Ostaficzuk, S., 1978. *Fotogeologia.* Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Oszast, J., Stuchlik, L., 1977. Roślinność Podhala w neogenie. The Neogene vegetation of the Podhale, West Carpathians, Poland. *Acta Palaeobotan.* 18 (1): 45—86. Kraków.

Oszczypko, N. & Ślączka, A., 1980. Relations between flysch and molasse deposits in the Northern Carpathians. *Veröffentl. Zentralinst. Phys. der Erde* 58: 209–219. Potsdam.

Parrish, D.K., 1973. A nonlinear finite element fold model. *Am. J. Sci.* 273, 4: 318–334. New Haven.

Patałacha, J.I.(Patalakha, J.I.) 1976. Javlen'e pridviga v razlomnoi tektonik'e. *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 228 (5): 1175–1178. Moskva.

Pescatore, T. & Ślączka, A., 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and the Southern Apennines. *Tectonophysics* 106, (1/2): 49–70. Amsterdam.

Price, N.J., 1959. Mechanics of jointing in rocks. *Geol. Mag.* 96 (2): 149–167. Hertford.

Price, N.J., 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock. Pergamon. Oxford.

Price, N.J., 1967. The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments. *Tectonophysics* 4 (2): 173–201. Amsterdam.

Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York.

Roberts, J.C., 1961. Feather-fracture and the mechanics of rock-jointing. *Am. J. Sci.* 259, 7: 481–492. New Haven.

Roberts, J.C., 1965. Quartz microfracturing in the North Crop of the South Wales Coalfield. *Geol. Mag.* 102 (1): 59–72. Hertford.

Royden, L., Horváth, F. & Rumpler, J., 1983. Evolution of the Pannonian basin system. 1. Tectonics. *Tectonics* 2 (1): 63–90. Washington.

Secor, D.T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *Am. J. Sci.* 263 (8): 633–646. New Haven.

Sikora, W. & Żytko, K., 1960. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. Geology of the Beskid Wysoki Range south of Żywiec, Western Carpathians. *Biul. Inst. Geol.* 141: 61–204. Warszawa.

Sitter, de L.U., 1952. Plissement croisé dans le Haut-Atlas. *Geol. Mijnbouw* 14: 277–282. Gravenhage.

Sitter, de L.U., 1960. Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. Mijnbouw* 39: 189–194. Gravenhage.

Sitter, de L.U., 1964. *Structural Geology.* 2nd ed. McGraw-Hill, New York.

Skjernaa, L., 1975. Experiments on superimposed buckle folding. *Tectonophysics* 27 (3): 255–270. Amsterdam.

Smith, J.G., 1968. Tectonics of the Fitzroy wrench trough, Western Australia. *Am. J. Sci.* 266 (9): 766–776. New Haven.

Stearns, D.W., 1971. Mechanism of drape folding in the Wyoming Province. *23rd Ann. Field Conf. Wyo. Geol. Assoc. Guidebook*: 125–143. Cheyenne.

Stearns, D.W., 1978. Faulting and forced folding in the Rocky Mountains foreland. In: Matthews III V. (Ed.), Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. *Geol. Soc. Am. Memoir* 151: 1–37. Boulder.

Ślączka, A., 1976. Profil geologiczny otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol.* 20 (4): 958–959. Warszawa.

Ślączka, A., 1977. Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. *Kwart. Geol.* 21 (2): 404–405. Warszawa.

Świderski, B., 1952. Z zagadnień tektoniki Karpat północnych. *Prace Państw. Inst. Geol.* 8: 1–142. Warszawa.

Świdziński, H., 1971. O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach fliszowych. The extent of horizontal displacements in the Northern Flysch Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 41 (1): 181–219. Kraków.

Teisseyre, W., 1907. O związku w budowie tektonicznej Karpat i ich przedmurza. Sur les relations entre la tectonique des Carpates et celle de leur avantpays. *Kosmos* 32: 393–402. Lwów.

Teisseyre, W., 1921. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia, Cz. I. La tectonique comparée des Subkarpathes, I. *Kosmos* 46: 242–474. Lwów.

Teisseyre, W., 1926. Metoda kryptotektoniki a podłoże Karpat. La mèthode de la cryptotectonique et le soubassement des Carpathes. *Kosmos* 51: 410–461. Lwów.

Tokarski, A., 1947. Grojec i żywieckie okna tektoniczne. La colline de Grojec et les fenêstres tec-

toniques de Żywiec, Karpates Polonaises Occidentales. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 28: 1–72. Warszawa.

Tokarski, A.K., 1975. Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż. Analiza strukturalna jednostki magurskiej pomiędzy Krościenkiem a Zabrzeżą (polskie Karpaty fliszowe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 45 (3/4): 327–359. Kraków.

Tokarski, A.K., 1977. Rotated joints in folded Magura flysch (Polish Flysch Carpathians). Zrotowany cios w sfałdowanym fliszu jednostki magurskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 47 (2): 147–161. Kraków.

Tołwiński, K., 1921. Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. Dislocations transversales et directions tectoniques des Carpathes Polonaises. *Prace Geogr. E. Romera* 6: 27–47. Lwów.

Unrug, R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis. Rekonstrukcja palinspastyczna łuku karpackiego przed tektogenezą neogeńską. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 49 (1): 3–21. Kraków.

Unrug, R., 1984. Geodynamic evolution of the Carpathians. Ewolucja geodynamiczna Karpat. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 52 (1/4): 39–66. Kraków.

Varnes, D.J. & Lee, F.T., 1972. Hypothesis of mobilization of residual stress in rock. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83 (9): 2863–2866. Boulder.

Watkinson, A.J., 1981. Patterns of fold interference: influence of early fold shapes. *J. Struct. Geol.* 3 (1): 19–23. Oxford.

Watycha, L., 1976. Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. The Neogene of the Orawa–Nowy Targ basin. *Kwart. Geol.* 20 (3): 575–587. Warszawa.

Williams, E., 1967. Joint patterns at Darlymple Hill, North-east Tasmania. *Geol. Mag.* 104 (3): 240–252. Hertford.

Woźny, E., 1976. Stratygrafia młodszego trzeciorzędu niecki orawsko-nowotarskiej na podstawie fauny słodkowodnej i lądowej. Stratigraphy of the Younger Tertiary in the Orawa–Nowy Targ Basin on the basis of fresh-water and continental macrofauna. *Kwart. Geol.* 20 (3): 589–595. Warszawa.

SUMMARY

INTRODUCTION

The aim of the present paper is to give a synthetic review[1] of results of the most extensive structural study undertaken so far in the Polish Outer Carpathians. The study followed pioneer works by Książkiewicz (1968) and A.K. Tokarski (1975, 1977) and concerned an area of some 600 km² mapped by Książkiewicz (1935, *1951*[2], 1958, 1966, 1970a, 1970b, *1971*, *1974*, *1978*).

OUTLINE OF GEOLOGY

The flysch sequence of the Mt. Babia Góra region contains folded but unmetamorphosed Senonian to uppermost Eocene/Eo-Oligocene rocks (Bieda *et al.*, 1967). In the south, close to the contact with the Pieniny Klippen Belt, it is unconformably covered with slightly disturbed fresh-water sediments of the Orawa–Nowy Targ basin. These sediments, up to 700 m thick, are of Early to Middle Miocene (Woźny, 1976; Watycha, 1976) or of Badenian age (Oszast & Stuchlik, 1977; Birkenmajer, 1978). To the north, the Magura nappe is thrust over the Oli-

[1] A comprehensive and detailed structural study of the Mt. Babia Góra region will appear in the series "Studia Geologica Polonica".

[2] Items set in italics are not given in the references.

gocene Krosno Beds of the Silesian thrust sheet. Twenty to 40 km is the minimum demonstrated magnitude of displacement on the Magura thrust fault (Świdziński, 1971). In its northern part the Magura nappe forms a relatively thin flysch cover, some 1500 to 2000 m thick, overlying lower flysch thrust sheets, which lie in turn on tectonically undisturbed early Badenian sediments at a depth of approx. 2000 to 3500 (?) m.

LONGITUDINAL AND DIAGONAL FOLDS

About 20 major anticlines and the same number of synclines parallel to the Magura frontal thrust line and to the West Carpathian trend (such structures will be termed here longitudinal, F_L, ones; see "Notation" at the and of paper) were distinguished by Książkiewicz (1966, *1971*, *1974*) along a transverse cross-section through the Magura nappe in the Mt. Babia Góra region. Apart from them, several smaller macrofolds and fault-folds, transverse or diagonal to the F_L structures, were recognized by the same author. According to Książkiewicz these folds are merely local complications associated with (1) an abrupt change in the trend of the frontal thrust, occurring close to the Skawa River valley (Fig. 1: structures I and II in quadrangles B–C3 and B–C4), or (2) – in the more internal part of the nappe – formed due to fault-drag along the Skawa fault (Fig. 1: III and IV, D5–6), considered by this author to be a dextral strike-slip one. However, the existence of a number of similar, NW–SE trending fold structures (from now on referred to as F_D, diagonal, ones) can be demonstrated on the geological maps by Książkiewicz (*1966*, *1971*, *1974*, *1978*) at several localities of the Mt. Babia Góra region (Fig. 1). Such structures can also be seen on maps of the adjoining areas of the Outer Carpathian flysch belt (*cf.* Świderski, *1953*; Sikora & Żytko, 1960; Burtan & Szymakowska, *1966*; Golonka & Wójcik, *1978*; Aleksandrowski, 1985b). Therefore, the local factors cannot account for the development of the F_D folds.

The F_L fold structures are generally not younger than the thrusting of the Magura upon the Silesian nappe, while the F_D folds formed posterior to the latter thrust movements. The geometrical relationships between macroscopic F_L and F_D structures, being in good agreement with experimental data concerning interference patterns of buckle folds (Ghosh & Ramberg, 1968; Ghosh, 1974; Skjernaa, 1975; Watkinson, 1981), evidence the superposition of the F_D upon the F_L folds (Figs. 2 and 3).

STRUCTURAL STYLE OF MACROFOLDS

The most competent and thick member of the Magura sequence is the Magura Sandstone (600 to 2000 m thick). It constitutes a structural backbone of the sequence and its mechanical properties control the overall geometry and wavelength (of the order of 1 to 5 km) of large folds. It is also at the base of the Magura Sandstone that many local décollements and thrusts have developed (*cf.* Fig. 3).

The longitudinal major folds of the study region are usually asymmetric, facing northward, with long, flat, southerly dipping normal limbs, with narrow hinge zones, and short, poorly developed, overturned limbs (*cf.* Price, 1967), the latter

often being replaced by thrust faults. The synclines, filled with the Magura Sandstone, show the concentric geometry and rounded shapes, while the anticlines display a variety of shapes and geometries (from chevron to parabolic, rounded or box ones, and from concentric to similar, respectively). A typical feature of F_L folds is their strong noncylindricity.

The diagonal structures of type 1 (Fig. 2) are mostly fault-folds or fault-flexures, but sometimes are also represented by regular upright (Fig. 3) or overturned folds.

MESOSCOPIC FOLDS

Besides the F_L and F_D folds also transverse F_T folds were distinguished within the population of mesofolds (Fig. 4). They accompany transverse faults and have formed parallel to their slip-planes presumably during the same F_D compressional event that produced the diagonal structures.

A characteristic geometrical feature of mesofolds is the preservation of strictly constant thicknesses displayed by sandstone layers within the hinge zones (Pl. I: 1, 2, 3). This is not the case when shaly interlayers are considered. Therefore the overall geometry of minor folds fluctuates between that of the concentric and of similar type. A representative curvature of folded bedding surfaces corresponds to a parabole (*cf.* Hudleston, 1973); not so often ecountered are semi-elliptical, sinusoidal or zig-zag forms.

A dominant role in folding was played by a combined mechanism, comprizing elements of flexural-slip, flexural-flow and neutral-surface-folding. A peculiar, additional mechanism operated during the F_D event owing to the existence of already opened joints (Pl. II: 4).

ATTITUDE OF STRATA

From plots of the bedding orientation a general non-cylindricity of major folds may be inferred. Although this feature may partly be of primary origin (*cf. e.g.* de Sitter, 1964; Ghosh & Ramberg, 1968; Dubey & Cobbold, 1977; Blay *et al.*, 1977), nevertheless it is the superposition of the F_D upon F_L folds that is mainly responsible for its development (Fig. 5).

Examples of "anomalous" (diagonal or transverse) strikes of beds are given in Figure 1. Such strikes are principally the result of (1) diagonal or transverse folding as well as (2) fault-related bedding distortion at transverse and diagonal (NW – SE and SW – NE) faults.

JOINTS

A regionally penetrative pattern of kathetal joints shows spatial relationships with both fold trends: F_L and F_D. Transverse joints T_1 and T_2, composing a complementary system, together with longitudinal joints of set L (Pls. I: 4, II: 3, IV: 2), are geometrically and genetically related to the F_L folds (Fig. 6). Folds F_D, (Pl. II: 3), in turn, are connected with a well pronounced set D_T (Fig. 7), sometimes being accompanied by its orthogonal counterpart D_L. An additional set L' was also found at many localities. It has no equivalents among other tectonic structures

of the region except for few faults and an ill-developed joint set T', perpendicular to the L'. The origin of joints L' is tentatively explained here by the Early Badenian thrusting (Książkiewicz, 1977) which was to follow the main F_L folding. Examples of joint patterns typical of the Mt. Babia Góra region are given in Figure 8.

Joints L, T_1 and T_2 were previously distinguished by Książkiewicz (1968), who defined them somewhat differently from the present author. Książkiewicz was also the first to find a few examples of the diagonal (D) joints, but he considered that they "did not play any great role" in the regional joint pattern. Although Książkiewicz (1968) had cited several observations showing the post-folding age of jointing, he was of the opinion that the longitudinal (L) as well as transverse (T_1 & T_2) joint sets formed most probably during folding. A.K. Tokarski (1975, 1977), on the contrary, considered the transverse joints as produced prior to the F_L folding, the latter being simultaneous with the formation of only the L joints. The present author's observations evidence the post-F_L age of the final formation (i.e. opening) of all the distinguished joint sets. This timing is inferred from: (1) lack of displacements on joint surfaces caused by microfaults associated with the shear--failure tectonic lineation (Aleksandrowski, 1980). The lineation parallels fold axes and was produced at late stages of the F_L folding; (2) lack of tectonic ledges (*sensu* Jaroszewski, 1968) disturbing joint planes and facing in accordance with the direction of F_L tectonic transport; (3) lack of folded joint surfaces in the hinge zones of F_L minor folds (*cf.* Caire, 1975, 1976); (4) irregular appearance of T_1 and T_2 joints (often replaced by a single set T) in these hinge zones; (5) a considerable increase in density of joints parallel to and occurring in close proximity of (a) young, post-folding faults and (b) of the present-day steep slopes (*cf.* Boretti--Onyszkiewicz, 1968b); (6) "joint anisotropy" of Carpathian flysch sandstones discovered by Boretti-Onyszkiewicz (1968a) in laboratory tests.

Individual joint sets began to form at various stages of the post-F_L structural history of the study area. Their opening was a prolonged process, lasting until the present times (*cf.* points (5b) and (6) above). The formation of individual joint sets overlapped in time as revealed by complex intersection relations between joints of different sets (*cf.* Pl. II: 3).

According to the present author, both transverse and longitudinal joint systems were initiated during the incipient stage (layer parallel shortening) of the F_L folding through retaining strain energy and the associated residual stresses (Price, 1959, 1966; Varnes & Lee, 1972). Following the folding, a stress relief took place and a number of T and L joints as well as the pervasive fracture anisotropy were produced by Price's (or similar) mechanism. The anisotropy is presumably defined by preferentially orientated chains of microfractures (Roberts, 1965; Williams, 1967; Gallagher *et al.* 1974; Ollson, 1974) which developed from minute flaws and cracks. It was on the account of this anisotropy that the subsequent long--lasting joint opening process could proceed. The sets T_1 and T_2 comprise shear--extension joints, while the set L may be considered release tension joints (de Sitter, 1964). Also the L' joints probably had a release tension origin associated with

a complication of the fracture anisotropy pattern during the hypothetical compressional $F_{L'}$ event.

The values of a dihedral angle 2θ between joint sets T_1 and T_2 (*cf.* Muehlberger, 1961; Secor, 1965) were found to range between 0° and 70° (Fig. 1). These values seem to show no relationship with the regional tectonics nor with the pre-folding burial depth of individual localities. The values in question are probably related to local variability of differential stress ($\sigma_1 - \sigma_3$) and of pore fluid pressure at the time of post-F_L formation of the joint anisotropy.

At the stage of F_D folding many T and L joint planes were already opened (Pl. II: 4). During this repeated folding the older F_L folds were locally bent, so that the T, L and L' joints were reorientated here and there (Fig. 7; Pl. IV: 2). As a result of the F_D event, the fracture anisotropy was further complicated. This brought about the formation of extension joints D_T, which now maintain a fairly constant attitude throught the whole Mt. Babia Góra region.

Apart from the regionally penetrative kathetal joint pattern, numerous kinds of non-kathetal joints are locally present as well. These are: vertical or nearly vertical master joints (Figs. 8e and 9a; *cf.* Jaroszewski, 1980), feather joints accompanying faults (Fig. 13b; Pl. IV: 3, 4, 5), fan and poorly developed axial-plane cleavages (Figs. 8b and 9b).

FAULTS

Most mapped faults are transverse ones (Książkiewicz, 1966, *1971*, *1974*; Golonka & Wójcik, *1978*) of strikes usually parallel to or intermediate between those of the T_1 and T_2 joint sets. However, much more pronounced role of the longitudinal, and, in particular, diagonal faults of SW—NE trend (parallel to the D_T joints), than it might be inferred from geological maps, is evident from satellite imagery (Ostaficzuk, 1978, Fig. 78; Doktór & Graniczny, 1983) and was taken into account in Figure 1.

No pure strike-slip major faults were found from map analysis nor from the analysis of accompanying mesoscopic structures. Mostly dip-slip character of the majority of faults was recognized through analysis of outcrop patterns interrelations on both sides of faults and of mesofractures of various kinds. It seems probable that the origin of most of the mapped faults postdated the F_L folding and that the faults have formed at the expense of pre-existing planes of the joint anisotropy and of trains of the already opened joints (Pl. IV: 5). At the same time there is no doubt that a part of longitudinal faults (thrusts and high-angle faults), which are not dealt with in the present paper, must have formed earlier, during the F_L folding.

A population of 270 interpretable minor faults was analysed in details (Figs. 10 and 11). In Figure 12 a tentative assignment of individual minor faults to the successive tectonic events is presented (the term "tectonic event" is taken here in its broad meaning: it includes also stages of post-compressional stress relief). The secondary faults (Jaroszewski, 1980) were classified in this diagram according to a simplifying assumption that they had developed in particular (although

common), unaxial stress fields, i.e. those geometrically represented by rotative ellipsoids ($\sigma_1 \geqslant \sigma_2 \approx \sigma_3$ or $\sigma_1 \approx \sigma_2 \geqslant \sigma_3$). In other words: in the diagram only such faults were plotted that displayed slickenside lineation parallel – after projecting on stereographic or equal-area net – to great circle arcs convergent at points believed to correspond to the σ_1 axes of successive tectonic stress fields (*cf.* Aleksandrowski, 1985a).

Many minor and, especially, major faults show evidence of recurrent, double or triple differently oriented slip movements.

SKAWA FAULT LINE

The detailed structural analysis did not confirm the hypothesis put forward by Książkiewicz (1958, 1966, 1970a, *1974*, 1977), which assumed a post-F_L folding, dextral strike-slip displacement at a distance of 5–6 km along the Skawa River faults. No mesoscopic structures were found, however, by the present writer to support such a conjecture. On the contrary, many lines of evidence (mainly slickensides and fractures believed to be feather joints) seem to suggest the dip-slip instead of strike-slip activity of the faults in question. The assumption of large-scale strike-slip displacement along the strongly curvilinear Skawa line creates serious geometrical difficulties. Moreover, the normal, not modified (Fig. 7) orientation of the L, T_1 and T_2 joints near the Skawa valley (Fig. 8b), together with the attitude of bedding (Fig. 13a), which shows clearly that the latter is engaged in normally oriented F_L macrofolds, elliminate the possibility of bending of these folds close to the major strike-slip fault (as proposed by Książkiewicz, 1958, 1966, *1974*, to explain the origin of the diagonal macrofolds south of Maków; Fig. 1: D5–6 quadrangle). Also the distribution of facies varieties of individual flysch members on both sides of the Skawa valley (Książkiewicz, *1974*) does not support the discussed hypothesis.

Nevertheless, it cannot be precluded that a strike-slip, tear fault displacement did occur along the northern segment (Skawce–Sucha) of the Skawa River line before or at early stages of the F_L folding event.

TECTOGENETIC IMPLICATIONS

The regional extent of the F_D folds in the Outer Carpathians considerably exceeds the limits of the Mt. Babia Góra region (Aleksandrowski, 1985b). Still unsolved remains the problem of timing of these structures. Without any doubt, they formed posterior to the F_L folding, which took place during the Oligocene ? – Early Miocene (e.g. Birkenmajer, 1974; Książkiewicz, 1977; Oszczypko & Ślączka, 1980; Pescatore & Ślączka, 1984). Their development postdated the $F_{L'}$ event, too. Therefore, if the assumption relating the latter event to the early Badenian thrusting of the Western Outer Carpathians is valid, then the F_D folds were produced after the Early Badenian.

The origin of the F_D structures can be explained by three independent, but (at least partly) reconcilable, mechanisms.

1. A system of such orientated folds might have been produced (*cf.* e.g. Bishop,

1968; Smith, 1968; Eisbacher, 1976; Jaroszewski, 1980; Odonne & Vialon, 1983) by the left-lateral, large-scale strike-slip displacement along the Pieniny Klippen Belt (*cf.* e.g. Morawski, 1972; Unrug, 1979, 1984; Birkenmajer, 1980, 1981, 1983; Royden *et al.*, 1983) supplemented by a component of normal compression (*cf.* Garfunkel, 1966).

2. The formation of the F_D structures can be reconciled with the model of Vienna basin extension (from Ottnangian to the end of Badenian) proposed by Royden *et al.* (1983; see Fig. 14).

3. It may be supposed that the diagonal structures trending parallel to the fold system of the East Carpathians are the result of folding and thrusting which still continued in that region during the Sarmatian time (Karnkowski, 1974; Książkiewicz, 1977). The edge zone of the East-European Platform might have exerted a compression on the basement of the West Carpathian flysch nappes. Then, Laramide and older faults of the consolidated basement would be set in motion and transformed into reverse faults (*cf.* Stearns 1971, 1978; Jackson, 1980). Above the shortened basement, the flysch cover was subjected to the F_D drape-folding and faulting. Thus the structure of the basement, characterized by NW–SE trending fault zones, would have its indirect reflection in the "diagonal tectonics" of the overlying stack of flysch nappes (*cf.* Teisseyre, 1907, 1921, 1926). This concept, supplemented with some elements of the model assuming strike-slip motion along the Pieniny Klippen Belt, was employed in Figure 15. The latter demonstrates successive dextral rotation of a regional compression vector during the Neogene tectogenesis of the Western Outer Carpathians, as deduced from the structural analysis of the Mt. Babia Góra region.

Notation

F_1 – older folds
F_2 – younger folds
F_L – (1) longitudinal folds
– (2) deformational event responsible for formation of longitudinal folds
$F_{L'}$ – deformational event responsible for L' joints initiation
F_D – (1) diagonal folds
– (2) deformational event responsible for formation of diagonal folds
F_T – transverse folds
F_{T1} – transverse folds of set 1
F_{T2} – transverse folds of set 2
T – (1) transverse joints (sets T_1 & T_2 together)
– (2) peculiar set of transverse joints, perpendicular to axes of F_L folds
T_1, T_2 – sets of transverse joints conjugate with respect to F_L folds
L – joints longitudinal with respect to F_L folds
L', T' – orthogonal system of joints not related to F_L, nor to F_D structures
D_T – diagonal joints, transverse with respect to F_D folds
D_L – diagonal joints, longitudinal with respect to F_D folds
${}^mT_1$, ${}^mT_2$ – master joints, counterparts of T_1 & T_2 joints
${}^mL$, ${}^mL'$ – master joints, counterparts of L and L' joints
${}^mD_T$, ${}^mD_L$ – master joints, counterparts of D_T & D_L joints
N – non-kathetal joints

N_{T1}, N_{T2}, N_L,
$N_{L'}$, N_{DT}, N_{DL} – sets of non-kathetal joints
σ_1, σ_2, σ_3 – principal stresses
θ – angle of shear
φ – angle of dip or plunge

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

1. Fałdy F_L (osie: 90/15) w warstwach hieroglifowych południowego, normalnego skrzydła siodła Grzechyni. Charakterystyczna dysharmonia i niezależność sfałdowania poszczególnych pakietów o przewadze piaskowców, oddzielonych wkładkami o przewadze iłowców i mułowców. Ku górze fałdy zanikają ulegając kompensacji wskutek zmian miąższości wkładek podatnych i przechodzą w monoklinalnie nachyloną serię płaskiego skrzydła makrofałdu. Zawoja – Gołynia, potok Końskie (lokalizacja na fig. 1 w tekście – D4). Widok od zachodu.
1. F_L folds (axes: 15, N90E) in Hieroglyphic Beds of the southern, normal limb of Grzechynia anticline. Characteristic is disharmonic folding of individual sandstone-dominated groups of layers separated with relatively thick, mostly shaly interbeds. The folds disappear upwards, being compensated by changes in thickness of ductile interbeds, and pass gradually into monoclinal, flat limb of the macrofold. Zawoja – Gołynia, Końskie brook (location in Text-fig. 1 – D4). Viewed from W.
2. Fałd F_L (oś: 260/10) w warstwach beloweskich. Zubrzyca Górna – Ochlipów (F5 na fig. 1). Widok od wschodu. Fot. P. Szewczyk.
2. F_L fold (axis: 10, S80W) in Beloveza Beds. Zubrzyca Górna – Ochlipów (F5 in Text-fig. 1). Viewed from E. Photo by P. Szewczyk.
3. Przegub fałdu F_L (oś: 250/40) w warstwach inoceramowych. Znaczny wzrost miąższości iłowców w jądrze fałdu. Nieregularne wykształcenie ujawnionego już po sfałdowaniu ciosu *L*. Cios poprzeczny reprezentowany przez nierówną powierzchnię *T*, prostopadłą do osi fałdu. Żyłki kalcytowe (poniżej strzałki) zwężające się ku wnętrzu fałdu odpowiadają być może wczesnofałdowym spękaniom radialnym. Lipnica Wielka (H4 na fig. 1). Widok od E. Długość strzałki: 6 cm.
3. Hinge zone of F_L fold (axis: 40, S70W) in *Inoceramus* Beds. Shales in the hinge show considerable increase in thickness. Irregular *L* joints opened posterior to folding. Rough, uneven *T* joint surface is approximately perpendicular to fold axis. Outward widening calcite veins (below the arrow) possibly are radial joints synchronous with early stages of folding. Lipnica Wielka (H4 in Text-fig. 1). Viewed from E. Arrow is 6 cm long.
4. Układ ciosu na stropowej powierzchni ławicy piaskowca (uławicenie: 140/55). Warstwy hieroglifowe. Zawoja – Gołynia, potok Końskie (D4 na fig. 1). Widok od SE.
4. Joint pattern on upper surface of a sandstone layer (bedding orientation: N50E, 55S). Hieroglyphic Beds. Zawoja – Gołynia, Końskie brook (D4 in Text-fig. 1). Viewed from SE.

Plansza – Plate II

1. Niecylindryczna, torsyjna deformacja ławiczki piaskowca w strefie współwystępowania mezoskopowych fałdów podłużnych i poprzecznych. Warstwy beloweskie. Zubrzyca Górna, Skansen Orawski (F5 na fig. 1). Fot. P. Szewczyk.
1. Noncylindrical, torsional deformation of sandstone layer in a zone of coexistence of F_L and F_T mesoscopic folds. Beloveza Beds. Zubrzyca Górna, Ethnographic Park (F5 in Text-fig. 1). Photo by P. Szewczyk.
2. Okruch piaskowca magurskiego z równoległą do osi fałdów F_L lineacją ze ścięciowego zniszczenia (lineacją schodkową). Na powierzchni ciosu poprzecznego *T* oraz spękań tnących lineację ukośnie (T_2 ?) brak efektów przemieszczenia wzdłuż mikrodyslokacji odpowiedzialnych za wykształcenie lineacji. Juszczyn – Polany (D6 na fig. 1). Fot. P. Szewczyk.

2. A sample of sandstone displaying shear-failure lineation parallel to F_L fold axes. No effects of displacements along micro-faults (the latter responsible for development of lineation) are visible on transverse joint plane (T) nor on the surfaces of joints (T_2 ?) that cut the lineation obliquely. Magura Sandstone. Juszczyn — Polany (D6 in Text-fig. 1). Photo by P. Szewczyk.
3. Układ ciosu na stropowej powierzchni ławicy piaskowca (uławicenie: 130/30). Widoczne łukowate przejścia między niektórymi spękaniami zespołów T_1 i T_2, D_T i L, L i T_2, D_T i T_2 oraz wygasanie powierzchni ciosu L na T_1 i T_2, D_T na T_1 i T_2, ale też i T_1 na D_T. Warstwy hieroglifowe. Zawoja — Gołynia, potok Końskie (D4 na fig. 1). Widok od SE.
3. Joint pattern on upper surface of sandstone layer (bedding orientation: N40E, 30S). Gradual, arch-wise merging of some joints of sets T_1 into T_2, D_T into L, L into T_2 and D_T into T_2 is visible. A few of L joints terminate against T_1 or T_2 ones, D_T against T_1 and T_2, but also some T_1 joints terminate against D_T ones. Hieroglyphic Beds. Zawoja — Gołynia, Końskie brook (D4 in Text-fig. 1). Viewed from SE.
4. Drobna synklina poprzeczna F_T (oś: 340/25), ograniczona od E stromym uskokiem odwróconym. W przegubie uwidoczniona rola ciosu poprzecznego w procesie powstawania fałdów F_T. Warstwy beloweskie w strefie przebiegu dużego uskoku poprzecznego. Lipnica Wielka — Skoczykówka (H4 na fig. 1). Widok od południa. Fot. P. Szewczyk.
4. Mesoscopic F_T syncline (axis: 25, N20W) flanking minor steep reverse fault. In hinge zone the role of transverse joints in development of F_T folds may be studied. Beloveza Beds close to a major transverse fault. Lipnica Wielka — Skoczykówka (H4 in Text-fig. 1). Viewed from S. Photo by P. Szewszyk.

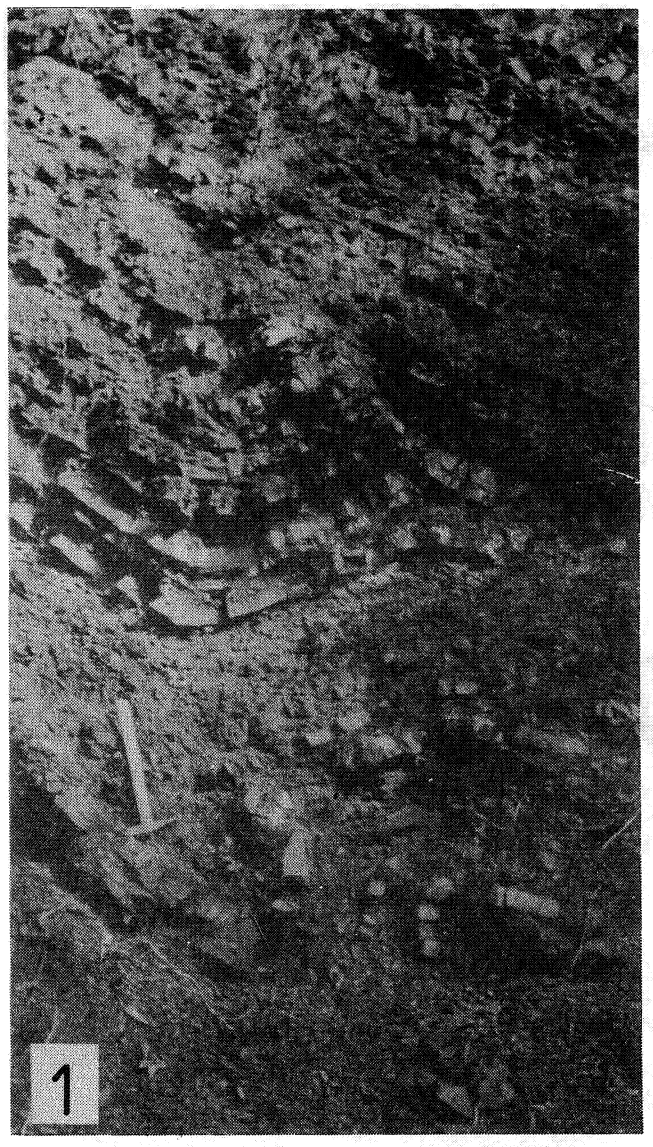
Plansza — Plate III

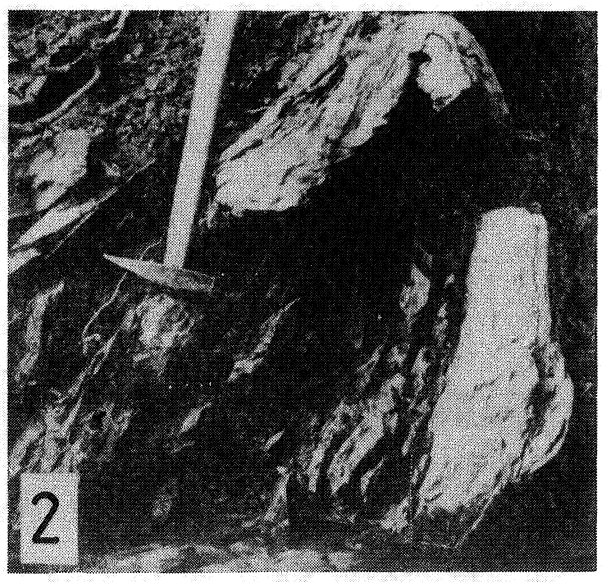
1. Niekatetalny zespół spękań N_{T_1} (orientacja: 250/40) o charakterze kliważu spękaniowego, powstały przypuszczalnie podczas nieznacznego rozmiarami poziomego ruchu nadkładu odsłonięcia ku zachodowi. Piaskowce magurskie (B = uławicenie: 200/45). Orawka (H6 na fig. 1). Widok od NE.
1. Non-kathetal joints of set N_{T_1} (orientation: N20W, 40W) having appearance of fracture cleavage and sumably produced by slight, westward horizontal displacement of overlying strata. Magura Sandstone (B = bedding orientation: N70W, 45S). Orawka (H6 in Text-fig. 1). Viewed from NE.
2. Powierzchnia mezoskopowego nasunięcia (orientacja: 260/15) ścinająca kątowo utwory podłoża. Orientacja kliważu (zespół N_{DT} na fig. 8d w tekście) i struktur ślizgowych wskazują na NW zwrot ruchu nasuwczego (etap po-F_D ?). Warstwy beloweskie. Lipnica Wielka — Przywarówka (G4 na fig. 1). Widok od NE.
2. Mesoscopic thrust fault (orientation: N10W, 15W) unconformably truncating underlying strata. Attitude of cleavage (set N_{DT} in Text-fig. 8d) and of slickenside lineation indicate northwestward direction of thrust motion (corresponding to a post-F_D event ?). Beloveza Beds. Lipnica Wielka — Przywarówka (G4 in Text-fig. 1). Viewed from NE.

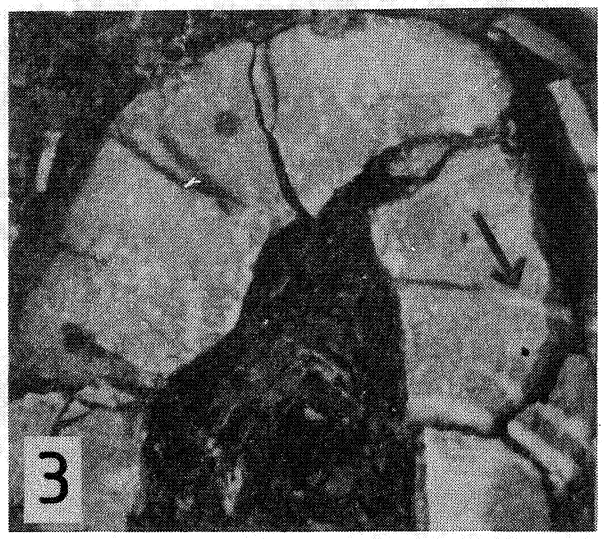
Plansza — Plate IV

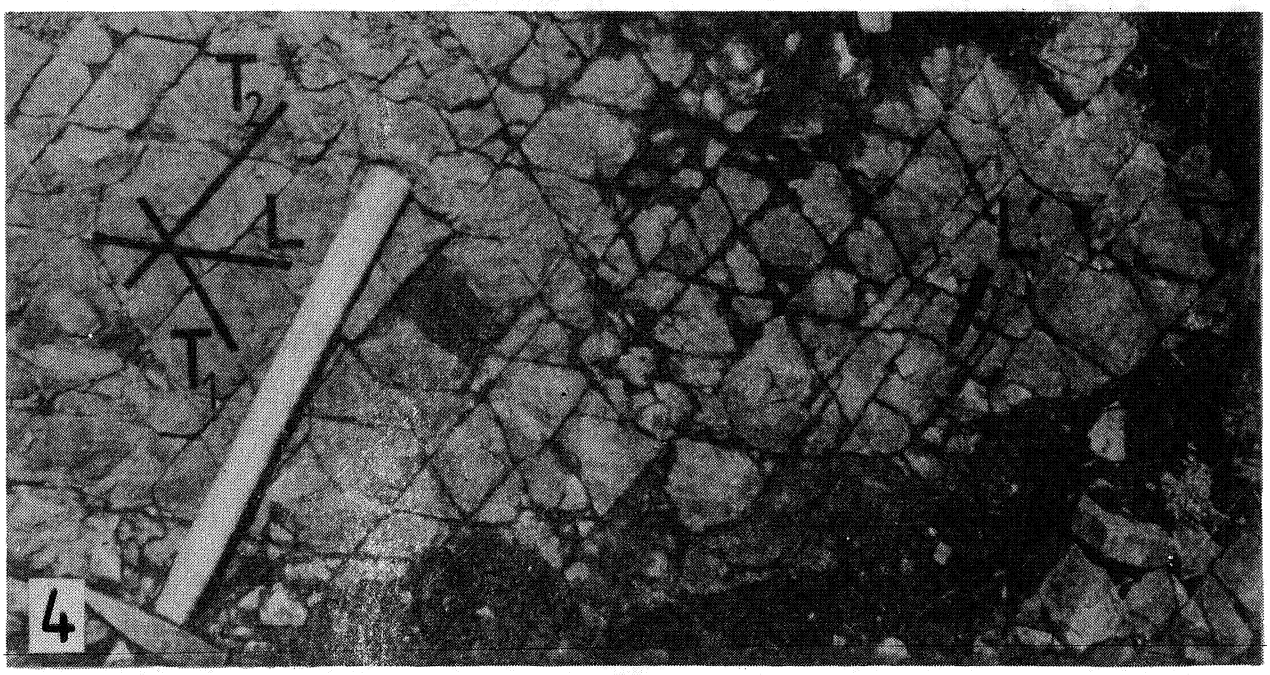
1. Podwyższenie gęstości ciosu zespołu T_2 (średnia orientacja: 240/80) w połogo zalegającej ławicy piaskowca w bezpośrednim sąsiedztwie makrouskoku zambrzyckiego. Warstwy podmagurskie. Sucha Beskidzka (B5 na fig. 1).
1. Increase in joint density (T_2 joints, mean orientation: N30W, 80W) in sub-horizontal sandstone layer. The outcrop is located in close proximity to Zembrzyce fault. Sub-Magura Beds. Sucha Beskidzka (B5 in Text-fig. 1).
2. Układ spękań na powierzchni stropu ławicy piaskowca. Zaleganie ławicy: 105/70. Ławica wraz z siecią ciosu, pierwotnie zlokalizowana w normalnym, południowym skrzydle antykliny podłużnej, podczas etapu F_D znalazła się w obrębie nałożonej struktury fałdowej typu 2 i uległa rotacji do położenia poprzecznego. Warstwy beloweskie. Sidzina (F6 na fig. 1). Widok od wschodu. Fot. P. Szewczyk.

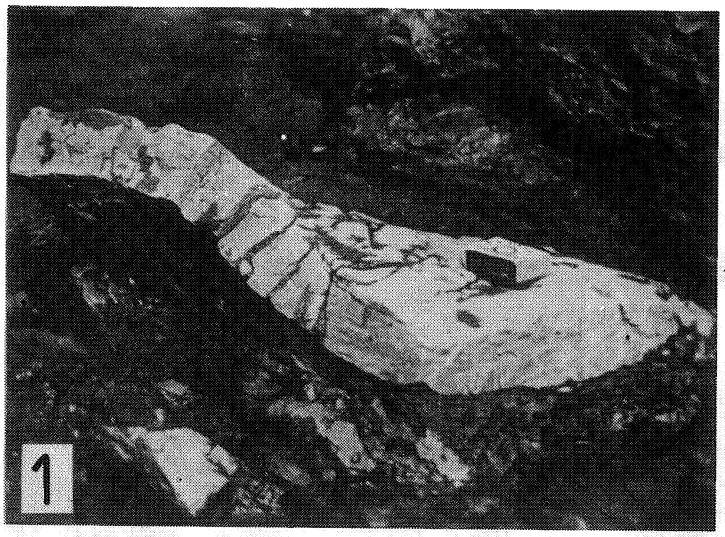
2. Joint pattern on upper surface of sandstone layer. Layer orientation: N15E, 70E. The layer, together with joint array, originally located within normal, southern limb of major F_L anticline, was encompassed by a superposed, type 2 fold during F_D compressional event and through rotation acquired its present transverse attitude. Beloveza Beds. Sidzina (F6 in Text-fig. 1). Viewed from E. Photo by P. Szewczyk.
3. Kliważ przydyslokacyjny towarzyszący poziomej powierzchni ścięcia w podłożu dużego nasunięcia poprzecznego (oś kompresji macierzystej: 255/10). Margiel, warstwy łąckie (B = uławicenie: 85/70). Zubrzyca Górna, Skansen Orawski (F5 na fig. 1). Widok od północy; pole objęte zdjęciem: 40 × 15 cm. Fot. P. Szewczyk.
3. Feather joints accompanying horizontal shear occurring below a major transverse thrust fault (axis of causative compression: 10, S75W). Marl, Łącko Beds (B = bedding: N05W, 70E). Zubrzyca Górna, Ethnographic Park (F5 in Text-fig. 1). Viewed from N; 40 × 15 cm. Photo by P. Szewczyk.
4. Kliważ przydyslokacyjny (orientacja: 245/55) towarzyszący mezoskopowej powierzchni nasunięcia poprzecznego (linia przerywana; wielkość przemieszczenia: 40 cm) w podłożu dużej struktury o takim samym charakterze lecz o przeciwnym zwrocie ruchu (oś kompresji macierzystej: 255/10). Do głównej powierzchni nasunięcia stycznie dochodzi pozioma strefa ścięcia w stadium embrionalnym, wykształceniem przypominająca strefę załomową (strzałki przerywane). Margiel łącki o pionowym zaleganiu. Zubrzyca Górna, Skansen Orawski (F5 na fig. 1). Widok od północy. Fot. P. Szewczyk.
4. Feather joints (orientation: N25W, 55W) accompanying minor transverse thrust fault (broken line; amplitude of displacement: 40 cm) occurring below a major transverse thrust sheet of opposite sense of movement (axis of causative compression: 10, S75W). A horizontal, embryonic shear zone, displaying kink band-like appearance (between broken arrows), joins main thrust fault tangentially. Vertical bed of Łącko Marl. Zubrzyca Górna, Ethnographic Park (F5 in Text-fig. 1). Viewed from N. Photo by P. Szewczyk.
5. Kontakt SW skrzydła dużego zrzutowego uskoku poprzecznego ze szczeliną uskokową o szerokości ok. 10 m (przybliżona orientacja SW ściany uskoku: 230/90). Tkwiący pionowo w szczelinie fragment ławicy marglu zawiera niekatetalne spękania (70/70) o orientacji zgodnej ze zwrotem wzajemnego ruchu skrzydeł uskoku ustalonym na podstawie kierunku ciągnienia warstw. Ławice piaskowców dochodzące do ściany uskoku ograniczone są powierzchniami ciosu. Warstwy beloweskie. Lipnica Wielka – Zagrody (G3 na fig. 1). Widok od NW.
5. Contact of SW wall of major transverse dip-slip fault with its ca. 10 m wide fault fissure (approximate orientation of SW face of fault: N40W, 90). Vertically bedded fragment of marl within the fault fissure contains non-kathetal, feather (?) joints, whose orientation is in agreement with the sense of movement inferred from fault drag. Sandstone layers flanking the fault face are bounded by joint planes. Beloveza Beds. Lipnica Wielka – Zagrody (G3 in Text-fig. 1). Viewed from NW.

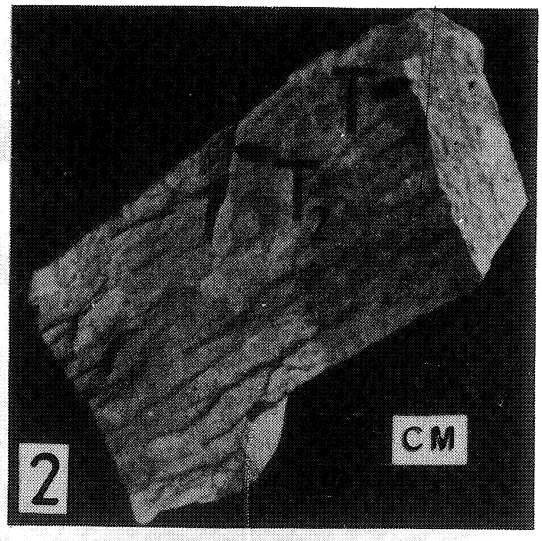

1

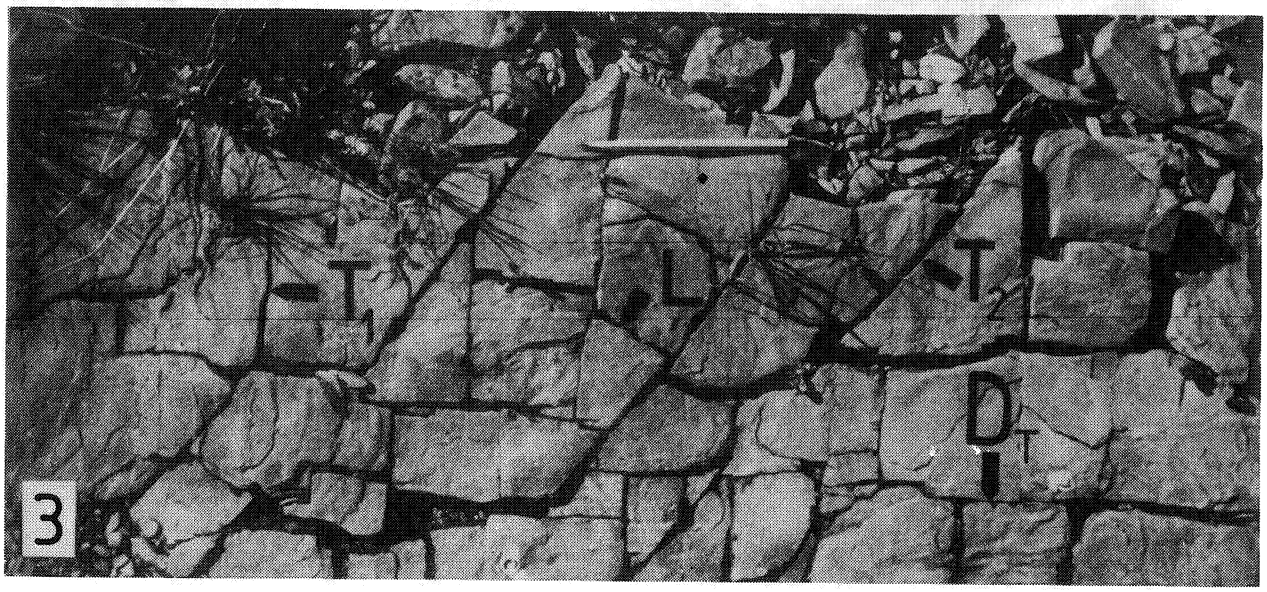

2

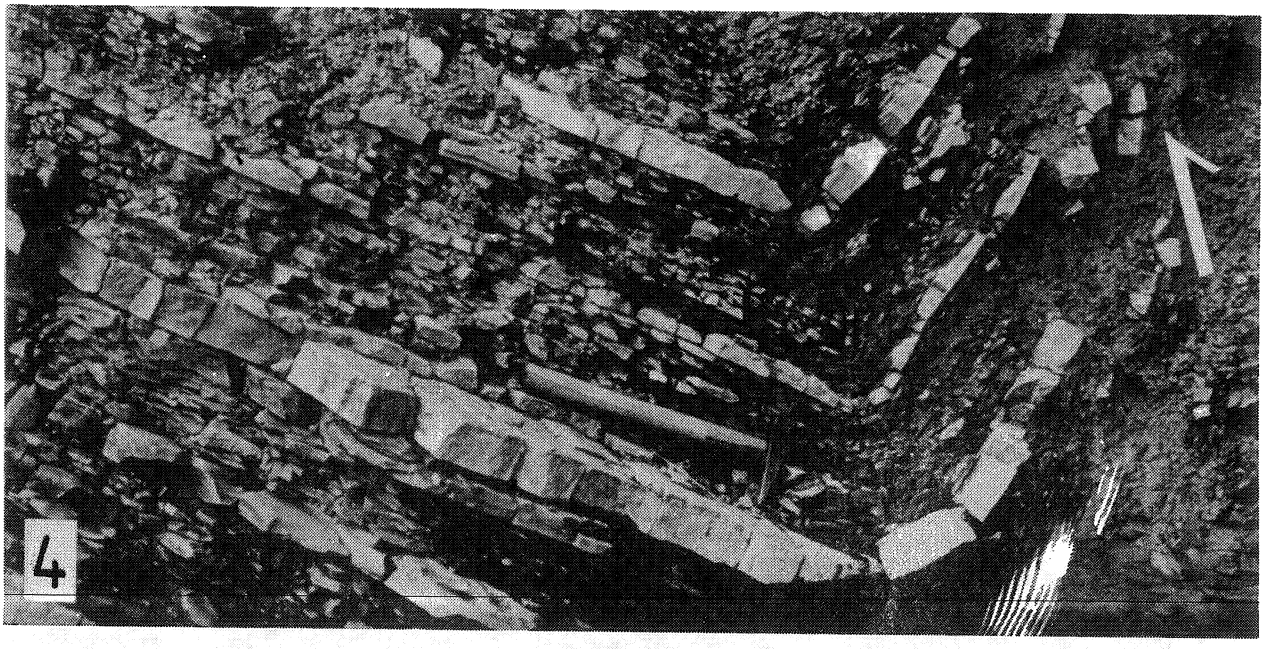

3

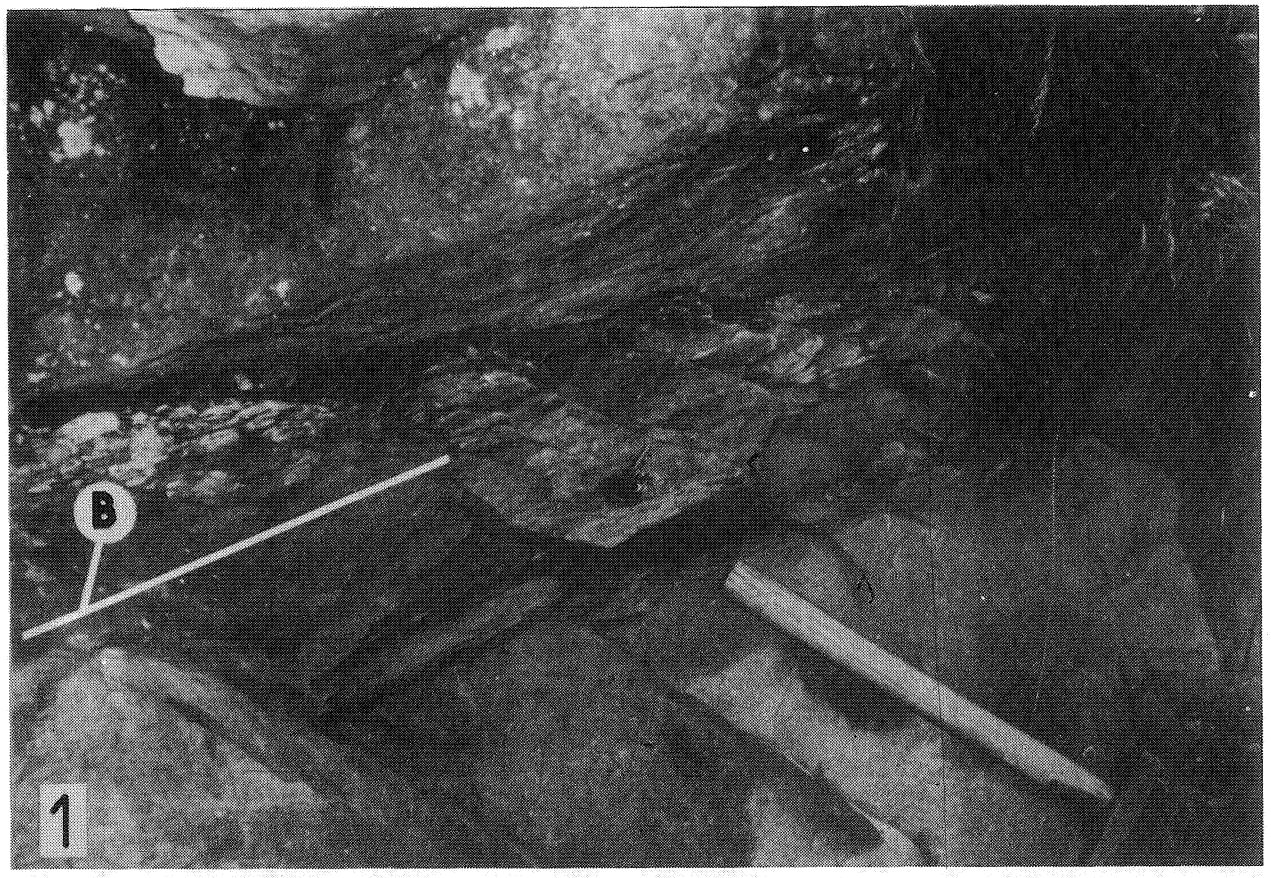

T2
T1
4

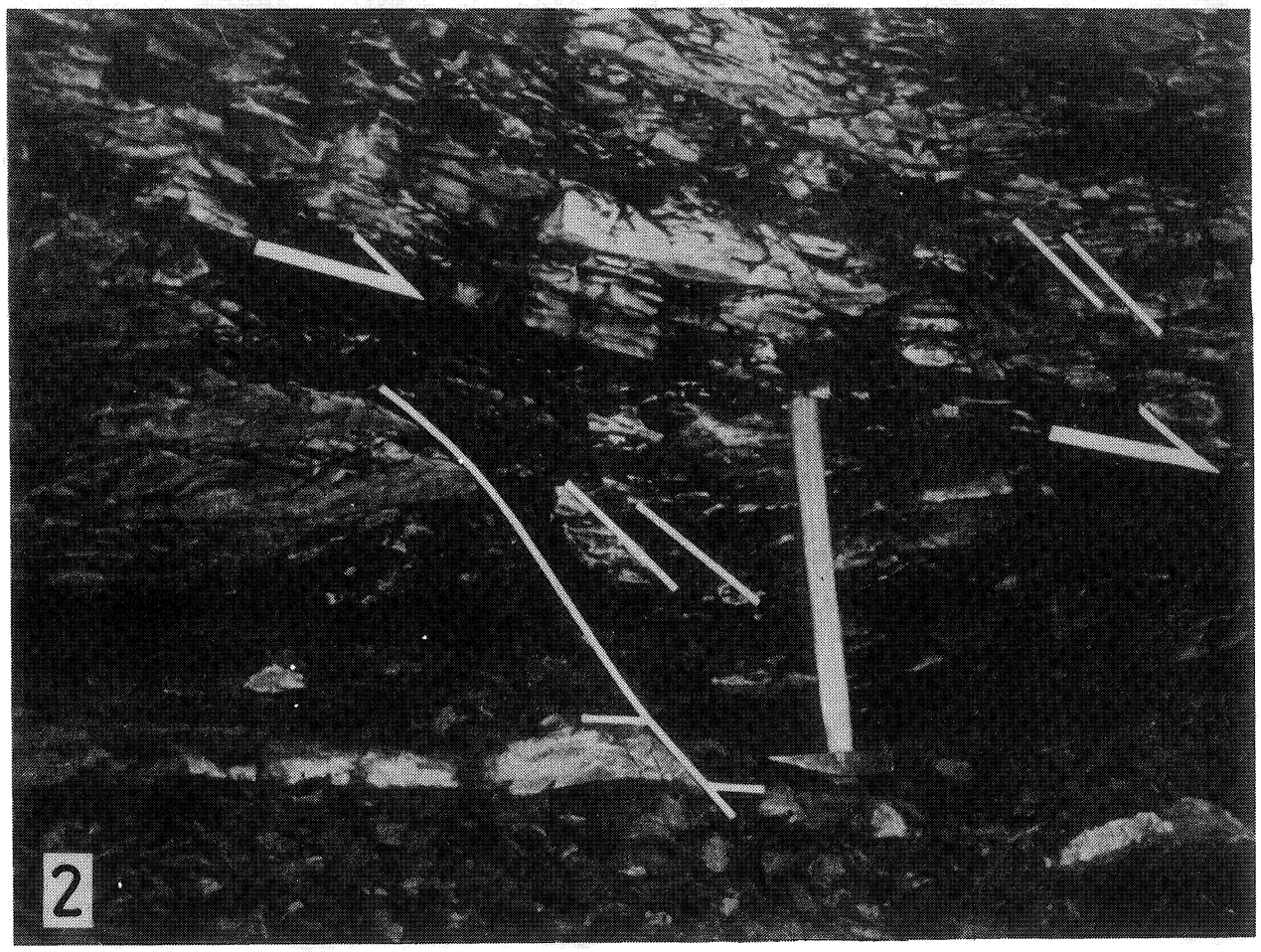

1

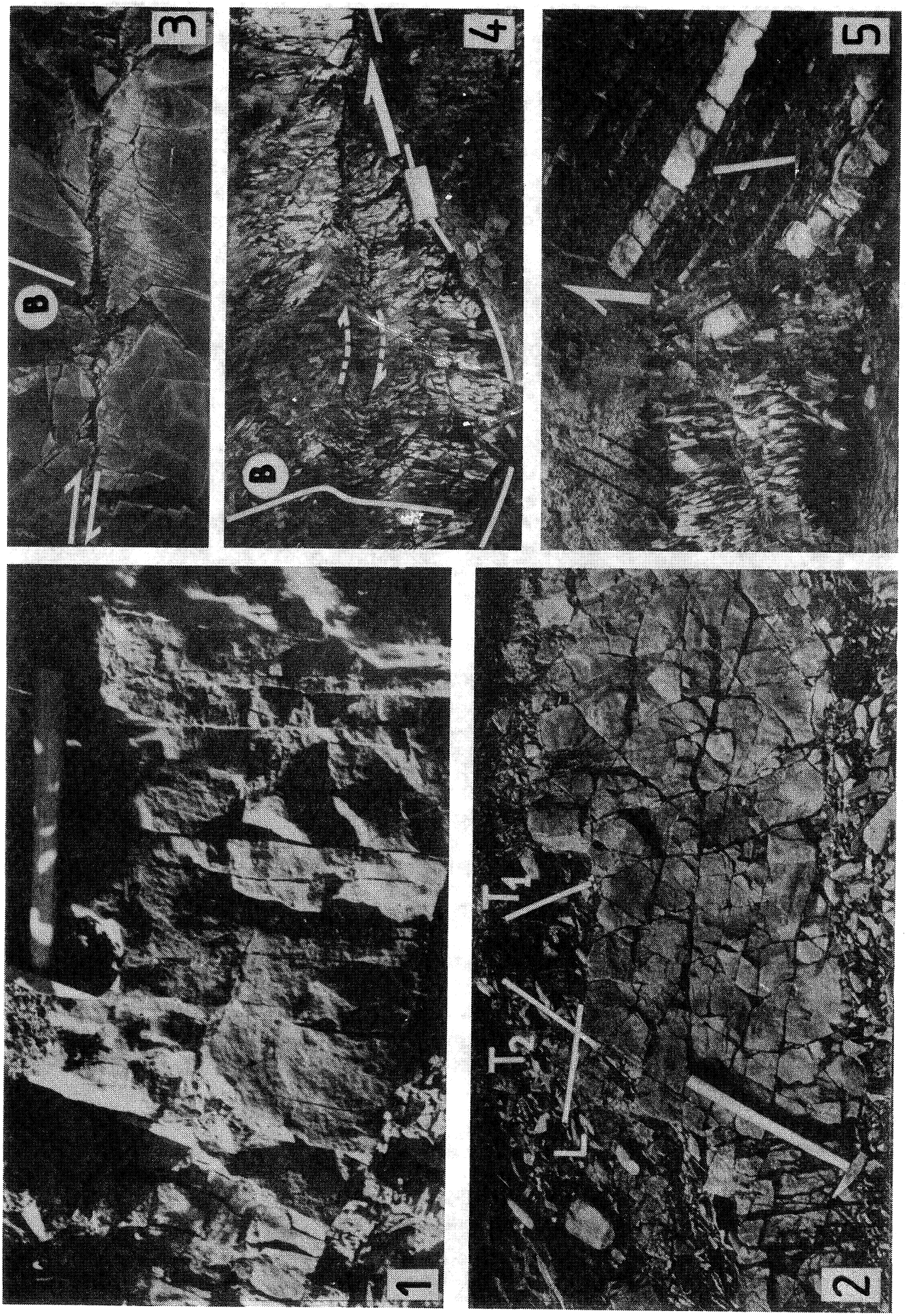

T
T
2
CM


T
L
T
D
3


4


B
1


2


3
B
4
B
5
1
T1
T2
2