

# Regionalny układ sieci spękań ciosowych w zachodnich Karpatach zewnętrznych

Paweł Aleksandrowski

Dwa główne, różnowiekowe, krzyżujące się systemy fałdów z wyboczenia, charakteryzujące się różnymi rozmiarami (od skali mezo- do skali makro-) oraz występujące miejscami systematycznie, a miejscami sporadycznie, oznaczane symbolami  $F_L$  i  $F_D$  oraz określane, odpowiednio, jako fałdy podłużne i fałdy ukośne (względem rozciągłości głównych jednostek tektonicznych) obecne są w zachodnich Karpatach zewnętrznych na obszarze Polski, deformując mezozoiczne i kenozoiczne sukcesje turbidytowe kolejnych płaszczewin fliszowych (Aleksandrowski 1985a, b, 1989; zob. też rozdział 6.6.2.A). W ścisłym związku z orientacją obu tych systemów fałdów pozostaje orientacja regionalnej sieci ciosu tektonicznego (fig. 1, 2). Spękania ciosowe Karpat zewnętrznych były przedmiotem obszernego, pionierskiego studium Książkiewicza (1968). Wyniki tego studium, a także późniejsze publikacje Tokarskiego (1975, 1977), stały się punktem wyjścia do wykonanych przed ponad czterdziestu laty badań autora nad ciosiem w Karpatach zewnętrznych na całej szerokości płaszczewiny magurskiej w okolicach Babiej Góry w ramach szerszego projektu, obejmującego całokształt problematyki geologiczno-strukturalnej tego obszaru (Aleksandrowski, 1983). W ciągu lat, które upłynęły od badań autora, zanotowano znaczne postępy wiedzy o szczegółach procesów fizycznych stojących za rozwojem różnego typu kruchych deformacji w rozmaitych ośrodkach materiałowych, w tym w ośrodkach skalnych (np. Atkinson, 1987; Bahat i in., 2005; Gudmundsson, 2011). Postępy te jednak dotyczą głównie zjawisk zachodzących w skali od mikroskopowej i submikroskopowej do kilkudziesięciu-kilkuset metrów. Tymczasem szersze opracowania regionalne dotyczące rozwoju sieci systematycznych spękań tektonicznych, w tym zwłaszcza na obszarach orogenicznych, a przy tym zawierające interpretacje genetyczne odnoszące rozwój sieci ciosu do przebiegu ewolucji tektonicznej regionu, nie zanotowały podobnego postępu. Pozostają one stosunkowo nieliczne, zwykle prezentując dość jednostronne – choć wzajemnie odmienne – założenia i rozwiązania (np. Bahat i in., 2005). Trudności z tym związane trafnie zidentyfikowali Price i Cosgrove (1990: 209–239). Mając powyższe na względzie, autor zdecydował się przedstawić tu w skrócie wyniki swoich niegdysiejszych badań regionalnych, w przekonaniu, że – na tle istniejącej literatury – wciąż pozostają w dużym stopniu aktualne. Tym bardziej, że najważniejsze ustalenia wynikające z badań zarówno Książkiewicza (1968), jak i autora, były następnie weryfikowane, w znacznej mierze potwierdzane i w części przypadków doszczegółowiane i twórczo rozwijane przez innych autorów w różnych rejonach polskich Karpat fliszowych (np. Zuchiewicz, Henkiel, 1993; Zuchiewicz, 1997; Mastella i in., 1997; Mastella, Szyndrak, 1998; Rubinkiewicz, 1998; Tokarski i in., 1999; Mastella, Zuchiewicz, 2000; Konon, 2001; Mastella, Konon, 2001, 2002; Tomaszczuk, 2005; Ludwiniak, 2008; Sikora, 2020; Strzelecki, 2023; Strzelecki, Świerczewska, 2023; Strzelecki i in., 2023).

Spękania ciosowe (rozumiane tu jako takie, które wykazują regionalnie systematyczną, uporządkowaną geometrię; Książkiewicz, 1968; Aleksandrowski, 1985a, 1989) w sukcesjach fliszowych polskich Karpat zewnętrznych, a zatem w mediach skalnych dobrze uwarstwionych, generalnie dążą do położenia katetalego (czyli prostopadłego do ławic i warstw – Hancock, 1964), co jest dobrze realizowane w sekwencjach cienko- i średnioławicowych (w tym nawet w przegubach fałdów), zaś słabiej – w pakietach gruboławicowych. Zwykle też ciosowe spękania karpacie rozwinięte są oddzielnie (choć zwykle zgodnie z tym samym planem strukturalnym na ogół różniąc się jedynie kątem dwuściennym  $2\theta$  pomiędzy spękaniami zespołów  $T_1$  i  $T_2$ ) w poszczególnych alternujących ławicach/warstwach sekwencji turbidytowych (tj. mają tendencję do nieprzedłużania się poza ławice czy warstwy, w których występują).

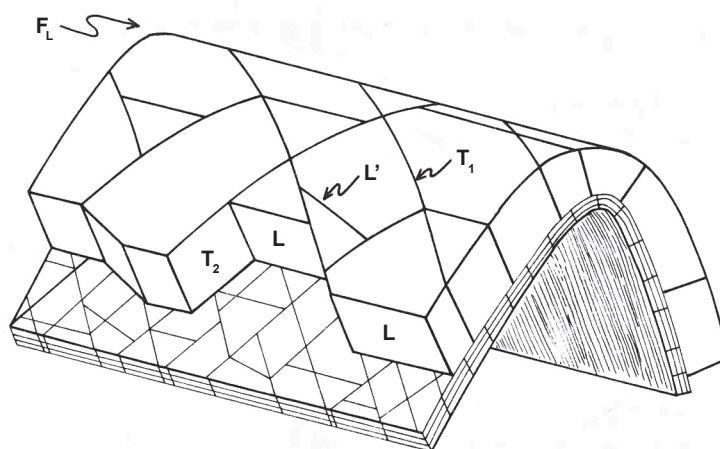
W skład sieci spękań ciosowych dominujących w polskich Karpatach zewnętrznych, szczegółowo rozpoznanych przez autora w rejonie babiogórskim (Aleksandrowski, 1983, 1985a, 1989), wchodzi dwa komplementarne zespoły spękań oznaczane jako  $T_1$  i  $T_2$ , ustawione – łącznie jako system sprzężony – symetrycznie względem osi fałdów  $F_L$  oraz rozciągłości płaszczewin fliszowych i całego pasma karpaciego. Spękania  $T_1$  i  $T_2$  tworzą ze sobą dwuścienny kąt ostry o zmiennej wartości (maksymalnie do ok.  $65^\circ$ ), którego płaszczyzna symetrii zachowuje położenie generalnie prostopadłe do osi wspomnianych fałdów. Dlatego spękania te określane są łącznie jako system ciosu T – poprzeczny względem osi dominujących struktur

fałdowych oraz kierunku wydłużenia struktur typu płaszczewin i dużych łusek oraz samego pasma Karpat zewnętrznych w danym miejscu. Kolejnym powszechnie występującym zespołem ciosu, geometrycznie i genetycznie powiązanym z fałdami  $F_L$  są spękania  $L$ , określane jako podłużne, gdyż zachowują orientację (rozciągłość) zbliżoną do równoległości z osiami  $F_L$  (fig. 1). Z kolei, z rzadziej niż  $F_L$  występującymi, nałożonymi na  $F_L$  fałdami ukośnymi  $F_D$  o osiach NW–SE (w ich klasycznym rozwoju jako „typ 1” – zob. też podrozdział WZS 6.6.2A) – związane są zarówno geometrycznie (tj. swą orientacją), jak i genetycznie; zazwyczaj dobrze wykształcone spękania o rozciągłości NE–SW, wyróżnione jako zespół  $D_T$  (fig. 2), czyli spękania ukośno-poprzeczne (tj. poprzeczne do ukośnych fałdów  $F_D$ ; fig. 3). W wielu miejscach pojawiają się też spękania dodatkowego zespołu  $L'$  (fig. 1, 2), o rozciągłości ok. WNW–ESE, niemające zasadniczo odpowiedników w innych strukturach tektonicznych regionu, z wyjątkiem kilku uskoków. Zostały one zinterpretowane (Aleksandrowski, 1985a, 1989) jako odprężeniowy produkt późnej fazy nasuwania Karpat zewnętrznych na przedpole w badenie (miocen środkowy; por. Książkiewicz, 1972) skierowanego generalnie ku NNE, młodszego od fałdowania  $F_L$ .

Spękania zespołów  $L$ ,  $T_1$  i  $T_2$  były już wcześniej rozpoznane przez Książkiewicza (1968) i Tokarskiego (1975), ale oznaczane i interpretowane nieco inaczej. Również już Książkiewicz (1968) zauważył w kilku odslonięciach spękania, określane tu jako ukośno-poprzeczne ( $D_T$ ), ale doszedł do wniosku, że „nie odgrywają one istotnej roli”. Chociaż wspomniany wyżej autor przytoczył szereg obserwacji świadczących o pofałdowym wieku otwarcia ciosu, uznał jednak, że spękania określane tu jako podłużne ( $L$ ) oraz poprzeczne ( $T_1$  i  $T_2$ ) utworzyły się najprawdopodobniej podczas fałdowań. Z kolei Tokarski (1975, 1977) stwierdził, że spękania poprzeczne uformowały się przed fałdowaniem określanym tu jako  $F_L$ , podczas którego miały się wykształcić jedynie spękania  $L$ .

Obserwacje przeprowadzone przed laty przez autora (Aleksandrowski, 1983, 1985a, c, 1989) świadczą o bardziej złożonej genezie i ewolucji ciosu w Karpatach zewnętrznych. Finalne ukształtowanie się (otwarcie) większości spękań ciosowych wszystkich wyróżnionych zespołów miałyby – zgodnie z tymi obserwacjami – nastąpić już po fałdowaniu  $F_L$ . Ten wniosek opiera się na następujących przesłankach: (1) braku przemieszczeń na powierzchniach spękań ciosowych spowodowanych przecinającymi je mikroskopiami rozwiniętymi na powierzchniach syn-fałdowego kłważu spękanioowego/wstęg deformacyjnych (por. Aleksandrowski, 1980; Strzelecki, 2023; Strzelecki i in., 2023), (2) brak tzw. gzymsów tektonicznych (*sensu* Jaroszewski, 1968) na powierzchniach spękań ciosowych rozwiniętych w pobliżu przegubów fałdowych, powiązanych ze zjawiskami posuwu fałdowego (Jaroszewski, 1980), (3) nieregularne wykształcenie powierzchni spękań  $T_1$  i  $T_2$  w strefach przegubowych mezoskopowych fałdów  $F_L$ , (4) znaczne zwiększenie gęstości ciosu równoległego do młodych,

FIG. 1. Schemat położenia przestrzennego zespołów ciosu poprzecznego  $T_1$ ,  $T_2$ , podłużnego  $L$  oraz dodatkowego podłużnego  $L'$  w stosunku do fałdów podłużnych  $F_L$  (Aleksandrowski, 1985c, 1989)



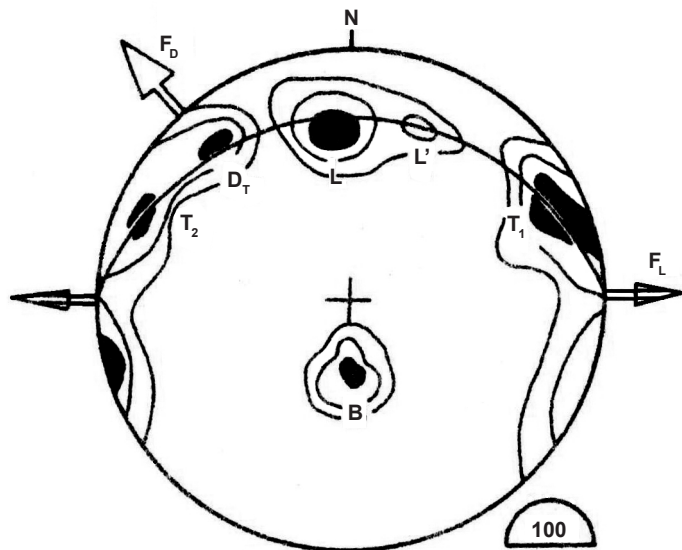


FIG. 2. Reprezentatywna orientacja sieci ciosu w najczęściej spotykanej w rejonie babiogórskim sytuacji zalegających monoklinalnie kredowo-paleogeńskich utworów fliszu magurskiego (na przykładzie piaskowców warstw hieroglifowych południowego skrzydła siodła Grzechyń w pojedynczym odsłonięciu zlokalizowanym na północ od górnej części wsi Skawica – Aleksandrowski, 1983, 1989). Uławicenie piaskowców (B) jest nachylone połoego ku S; strzałki  $F_L$  i  $F_D$  na obwodzie diagramu wskazują kierunek przebiegu pobliskich dużych fałdów, odpowiednio, podłużnych i ukośnych.  $D_T$ ,  $L$ ,  $L'$ ,  $T_1$  i  $T_2$  – oznaczenia poszczególnych stromo ustawionych i prostopadłych do uławicenia zespołów ciosu (szczegóły w tekście). Stereogram orientacji spękań w projekcji na górną półkulę siatki Schmidta, na dole podano liczbę wykonanych w odsłonięciu pomiarów

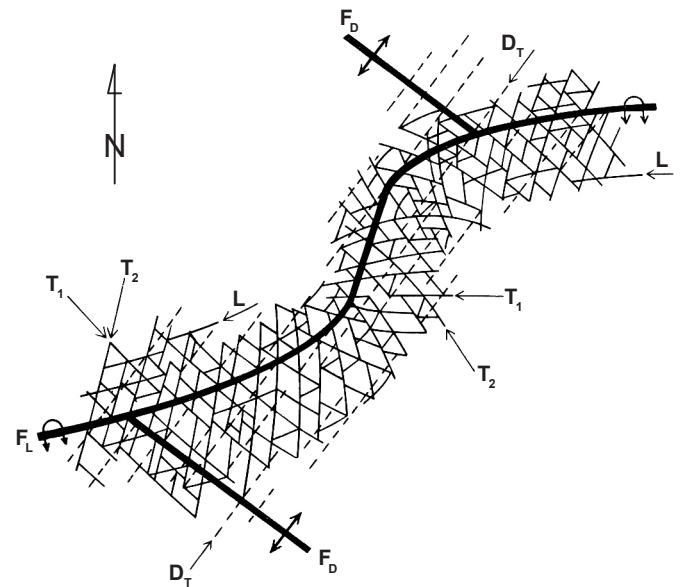


FIG. 3. Schemat w skali mapy geologicznej (Aleksandrowski, 1989), ukazujący reorientację sieci ciosu podłużnego  $L$  oraz poprzecznego ( $T_1$  i  $T_2$ ), przy niezaburzonym przebiegu ciosu ukośnego  $D_T$ , w obrębie tych stref fałdów  $F_L$ , które doznały wtórnego wygięcia, tworząc fałdy nałożone typu 2 (*sensu* Skjernaa, 1974; zob. też rozdział 6.6.2A) w związku z młodszym fałdowaniem  $F_D$ . Grubymi liniami oznaczono ślady osiowe fałdów  $F_L$  i fałdów  $F_D$  typu 1. Dla uproszczenia pominięto cios  $L'$  (również ulega reorientacji)

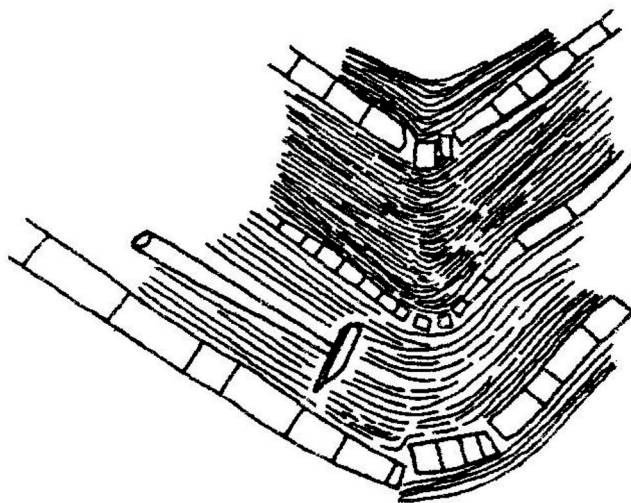
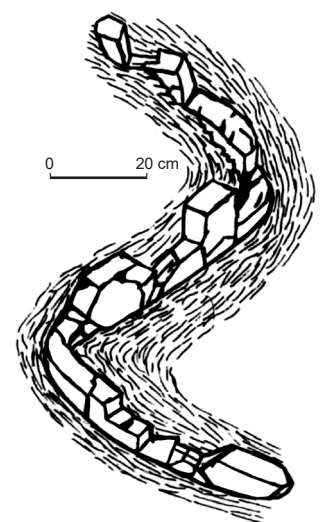


FIG. 4. Lokalny mezoskopowy fałd poprzeczny  $F_T$  o południkowej osi, wykształcony w warstwach belowskich w pobliżu dużego, podobnie zorientowanego stromego uskoku w Lipnicy Małej. Zwraca uwagę wykorzystanie w ławiczkach piaskowców już otwartych podczas formowania się tego fałdu spękań zespołów  $T_1$  i  $T_2$ . Rysunek z fotografii

FIG. 5. Mezoskopowy fałd podłużny, prawdopodobnie generacji  $F_L$ , o osi zreorientowanej lokalnie do położenia pionowego na skrzydle później powstałego większego, przyskokowego fałdu poprzecznego  $F_D$  o południkowej osi, warstwy belowskie, Zubrzyca Górna. Uwagę zwraca stosunkowo nieregularny układ ciosu, który nie był jeszcze otwarty podczas fałdowania  $F_L$ . Rysunek z fotografii



pofałdowych uskoków w ich bezpośrednim sąsiedztwie oraz do współczesnych stromych stoków powierzchni terenu (por. Boretti-Onyszkiewicz, 1968a), (5) tzw. anizotropia ciosowa piaskowców fliszu karpackiego, odkryta przez Boretti-Onyszkiewicz (1968a, b) w trakcie badań laboratoryjnych nad własnościami mechanicznymi tych skał. Wspomniana anizotropia ciosowa (por. też Domonik, 2007), to tendencja makroskopowo niespękaných prób skalnych do pęknięcia pod obciążeniem w warunkach laboratoryjnych równolegle do powierzchni ciosu, występujących w odsłonięciach, z których pobrano próbki.

Przeprowadzone w regionie babiogórskim badania spękań ciosowych, doprowadziły autora do wniosku, że spękania poszczególnych rozpoznanych zespołów zostały zainicjowane (założone) podczas wydarzeń kompresyjnych związanych z fałdowaniami, a zaczęły się ujawniać (otwierać) w różnych momentach czasowych po fałdowaniu  $F_L$  (por. podobne poglądy na konieczność odróżniania procesów inicjacji i ujawniania spękań ciosowych w: Price, 1959, 1966; Jaroszewski, 1972, 1980, 1994; Ramsay, Lisle, 2000). Pogląd o założeniu ciosu  $T_1$  i  $T_2$  wskutek działania tektonicznej kompresji podczas etapu wstępnego poprzedzającego fałdowania  $F_L$  na pozostający jeszcze w położeniu horyzontalnym wielowarstwowy pakiet osadów fliszowych (ang. *layer-parallel shortening*) wynika z geometrii tych zespołów ciosu, odpowiadającej komplementarnym powierzchniom ścinania przy równoległym do uwarstwienia położeniu osi maksymalnego i minimalnego ściskania. Jednocześnie, jedynie niewielki odsetek powierzchni spękań  $T$  ma charakter zlustrowań z rysami ślizgowymi (sub)równoległymi do uławicenia, które mogą świadczyć o ich jeszcze przedfałdowym utworzeniu się (tak założeniu, jak i otwarciu) w kompresyjnym polu naprężeń o kinematyce przesuwowej. Zdecydowana większość tych powierzchni, a także powierzchni wszystkich pozostałych zespołów ciosu, nie jest jednak gładka i nosi na sobie różne drobne struktury spękania, zwłaszcza struktury pierzaste o różnym położeniu względem uwarstwienia skał, co – z kolei – przemawia za ich otwarciem w warunkach ekstensyjnych, po zakończeniu działania fałdotwórczej kompresji. Otwieranie spękań wszystkich zespołów było długotrwałym procesem, który trwa do dziś (por. punkty 4 i 5 powyżej). Ujawnianie ciosu poszczególnych zespołów nakładało się w czasie, co wynika ze złożonych stosunków intersekcyjnych pomiędzy spękaniami różnych zespołów. Zdaniem autora (Aleksandrowski, 1983, 1985a, c, 1989) zarówno poprzeczne ( $T$ ), jak i podłużne ( $L$ ) systemy/zespoły ciosu zostały zainicjowane w początkowej fazie fałdowania  $F_L$ , na etapie przedfałdowego, równoległego do uwarstwienia sprężystego skrócenia ośrodka skalnego, nie tyle przez zatrzymanie w ulegającej lityfikacji, tektonicznie ściskanej poziomo skale, pola sprężystych naprężeń szczątkowych (ang. *residual stress*; Price 1959, 1966; Aleksandrowski 1983, 1985a, c, 1989) o osiach naprężeń głównych zorientowanych w przybliżeniu równolegle i prostopadle do uławicenia, ile przez rozwój analogicznie zorientowanej anizotropii ciosowej w wyniku procesu tzw. podkrytycznego wzrostu mikroszczelin (ang. *subcritical crack growth*; Atkinson, Meredith, 1987). Po fałdowaniu, w trakcie wypiętrzania, doszło do częściowego odprężenia skał i ujawnienia – przez dalszy wzrost sieci mikroszczelin – pewnej liczby spękań systemów  $T$  i  $L$  oraz – zwłaszcza – wytworzenia w skałach wszechobecnej anizotropii ciosowej. Anizotropia ciosowa w skale jest tym samym najprawdopodobniej wyrażona przez ciągi ukierunkowanych mikroszczelin (Roberts, 1965; Williams, 1967; Gallagher i in., 1974; Ollson, 1974), rozwiniętych przez podkrytyczny wzrost i częściowe połączenie się w aktywnym polu naprężeń mikroskopowych defektów i mikropęknięć. To właśnie dzięki tej anizotropii mógł przebiegać późniejszy długotrwały proces otwierania spękań ciosowych. Zespoły  $T_1$  i  $T_2$  ciosu poprzecznego zostały założone w postaci ciągów mikroszczelin jako inicjalne spękania ścięciowe (ang. *shear joints*), natomiast zespół spękań podłużnych  $L$  może być interpretowany nie tyle jako spękania radialne w strefach przegubów fałdowych, ile przede wszystkim jako spękania z odprężenia (ang. *release-tension joints*; de Sitter, 1964; *extension fractures*; sensu Secor, 1969) w najbardziej typowych dla Karpat zewnętrznych sytuacjach homoklinalnego ułożenia warstw na znacznych przestrzeniach. Również spękania zespołu  $L'$  prawdopodobnie mają genezę odprężeniową, związaną z uzupełnieniem i komplikacją geometrii anizotropii ciosowej podczas hipotetycznego epizodu kompresyjnego  $F_{L'}$ . Spękania zespołu  $D_1$  byłyby, z kolei, również spękaniami ekstensyjnymi poprzecznymi względem fałdów ukośnych, spowodowanymi regionalną kompresją NE–SW, odpowiedzialną za fałdowanie  $F_D$ , a także odprężeniem poprzecznym po jej zaniku (Aleksandrowski, 1989).

Wartości kąta dwuściennego  $2\theta$  pomiędzy komplementarnymi zespołami spękań ciosowych  $T_1$  i  $T_2$  (por. Muehlberger, 1961;

Secor, 1965; Jaroszewski, 1980) w obszarze babiogórskim oscylują pomiędzy  $0^\circ$  i  $70^\circ$ . Wartości te wydają się nie wykazywać związku z lokalnymi i regionalnymi zmianami budowy geologicznej badanego segmentu płaszczowiny magurskiej, ani też z przedfałdową głębokością pogrzebienia poszczególnych odsłonięć. Wyrażają one najprawdopodobniej lokalną zmienność wartości naprężeń różnicowych ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) oraz ciśnienia płynów porowych w skałach podczas formowania się anizotropii spękania iowej.

Na etapie fałdowania  $F_D$  wiele spośród spękań zespołów  $T$  i  $L$  było już otwartych (fig. 4), co zdaje się kontrastować z zachowaniem spękań tych zespołów w starszych fałdach  $F_L$  (fig. 5). Podczas tego etapu nałożonego młodszego fałdowania o innym kierunku, starsze fałdy  $F_L$  zostały miejscami powyginane w tzw. fałdy nałożone typu 2 (Skjerna, 1975, p. rozdział WZS 6.6.2A), w związku z czym już istniejące, albo wciąż utajone pod postacią anizotropii ciosowej, spękania zespołów  $T$ ,  $L$  i  $L'$  zostały lokalnie zreorientowane (fig. 3). W rezultacie fałdowania  $F_D$ , anizotropia ciosowa uległa dalszej komplikacji oraz doszło do wytworzenia ekstensyjnych spękań zespołu  $D_1$ . Zachowują one dosyć stabilną orientację SW–NE w całym regionie babiogórskim oraz poza nim.

Oprócz penetratywnej (*sensu* Turner, Weiss, 1963) w skali regionalnej sieci ciosu, opisaną w skrócie powyżej, w polskich Karpatach zewnętrznych pospolicie występują też lokalne zespoły spękań, takie jak spękania przewodnie (ang. *master joints* – sensu Jaroszewski, 1980), spękania przyuskokowe (w rodzaju ścięć Riedla itp. – por. np. Jaroszewski, 1980; Aleksandrowski, 1992) oraz – z rzadka – słabo rozwinięte układy spękań o geometrii analogicznej do kłważu wchlarzowego, bądź osiowego w partiach jądrowych fałdów  $F_L$ , pojawiające się we wkładkach mułowcowo-iliowcowych.

## LITERATURA

- Aleksandrowski P., 1980. Step-like tectonic lineation in the Magura flysch. Schodkowa lineacja tektoniczna we fliszu magurskim. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 329–339.
- Aleksandrowski P., 1983 – Analiza strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Instytut Nauk Geologicznych PAN [rozprawa doktorska].
- Aleksandrowski P., 1985a. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpaccich kierunków fałdowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 375–422.
- Aleksandrowski P., 1985b. Interference fold structure of the Western Flysch Carpathians in Poland. W: Carpatho-Balkan Geological Association, Proceeding reports, 13<sup>th</sup> Congress: 159–162. Cracow, Poland, 1985. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Aleksandrowski P., 1985c. Joint pattern, its age and origin in the Mt. Babia Góra region of the Magura nappe, Western Flysch Carpathians. W: Carpatho-Balkan Geological Association, Proceeding reports, 13<sup>th</sup> Congress: 163–165. Cracow, Poland, 1985. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Aleksandrowski P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Studia Geologica Polonica, 96: 7–149.
- Aleksandrowski P., 1992. Drobne uskoki i strefy ścinania. W: Badania elementów tektoniki na potrzeby kartografii wiertniczej i powierzchniowej (red. M.P. Mierzejewski). Instrukcje i metody badań geologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 105–115.
- Atkinson B.K. (red.), 1987. Fracture mechanics of rock. Academic Press, London.
- Atkinson B.K., Meredith P.G., 1987. The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks. W: Fracture mechanics of rock. (red. B.K. Atkinson): 111–166. Academic Press, London.
- Bahat D., Rabinovitch A., Frid V., 2005. Tensile fracturing of rock. Springer, Berlin–Heidelberg.
- Boretti-Onyszkiewicz W., 1968a. Cios we fliszu zachodniego Podhala. Acta Geologica Polonica, 18: 101–152.
- Boretti-Onyszkiewicz W., 1968b. Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych. Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego, 10: 115–152.
- De Sitter L.U., 1964. Structural geology. McGraw-Hill, New York.
- Domonik A., 2007. Anizotropia właściwości wytrzymałościowych skał fliszowych jako efekt oddziaływania naprężeń na przykładzie piaskowców cergowskich z Komańczy. Geologos, 11: 133–142.
- Gallagher J.J., Friedman M., Handin J., Sowers G.M., 1974. Experimental studies relating to microfractures in sandstone. Tectonophysics, 21: 203–247.
- Gudmundsson A., 2011. Rock fractures in geological processes. Cambridge University Press.
- Hancock P.L., 1964. The relations between folds and late-formed joints in South Pembrokeshire. Geological Magazine, 101: 174–184.

<sup>1</sup> Tzw. niskokątowe komplementarne spękania ścięciowe o małym kącie ścinania  $2\theta$ , spadającym w granicy do zera, są określane jako spękania hybrydowe i reprezentują struktury przejściowe między typowymi „podwójnymi” komplementarnymi spękaniami ścięciowymi o kącie  $2\theta$  rzędu  $60^\circ$  a „pojedynczymi” spękaniami ekstensyjnymi, dla których kąt  $2\theta$  wynosi zero (por. np. Jaroszewski, 1980).

- Jaroszewski W., 1968. Gzmysy tektoniczne – nowy element drobnej tektoniki. *Acta Geologica Polonica*, 18: 179–203.
- Jaroszewski W., 1972. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica*, 38: 1–215.
- Jaroszewski W., 1980. Tektonika uskoków i faldów. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jaroszewski W., 1994. Spękania. W: Tektonika (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski): 215–269. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowsy Mountains (Outer Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 45: 179–204.
- Książkiewicz M., 1968. Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38: 335–384.
- Książkiewicz M., 1972. Karpaty. W: Budowa Geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 3. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Ludwiniak M., 2008. Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty wewnętrzne, Polska). *Przegląd Geologiczny*, 56: 1092–1099.
- Mastella L., Konon A., 2001. Tektoniczne wygięcie łuku Karpat zewnętrznych w świetle analizy ciosu w płaszczynie śląskiej. *Przegląd Geologiczny*, 50: 541–550.
- Mastella L., Konon A., 2002. Jointing in the Silesian Nappe (Outer Carpathians, Poland) – paleostress reconstruction. *Geologica Carpathica*, 53: 315–325.
- Mastella L., Szykaruk E., 1998. Analysis of the fault pattern in selected areas of the Polish Outer Carpathians. *Geological Quarterly*, 42: 263–276.
- Mastella L., Zuchiewicz W., 2000. Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction. *Geological Quarterly*, 44: 377–390.
- Mastella L., Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Rubinkiewicz J., Leonowicz P., Szczyński R., 1997. Application of joint analysis for paleostress reconstruction in structurally complicated settings: case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland). *Przegląd Geologiczny*, 10: 1064–1066.
- Muehlberger W.R., 1961. Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Journal of Geology*, 69: 211–219.
- Ollson W.A., 1974. Microfracturing and faulting in a limestone. *Tectonophysics*, 24: 277–285.
- Price N.J., 1959. Mechanics of jointing in rocks. *Geological Magazine*, 96: 149–167.
- Price N.J., 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. Pergamon Press, Oxford.
- Price N.J., Cosgrove J.W., 1990. Analysis of geological structures. Cambridge University Press.
- Ramsay J.G., Lisle R.J., 2000. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 3: Applications of continuum mechanics in structural geology. Session 36: Heterogeneous finite strain: 4. Three-dimensional methods: 905–976, Academic Press, London.
- Roberts J.C., 1965. Quartz microfracturing in the North Cropp of the South Wales Coalfield. *Geological Magazine*, 102: 59–72.
- Rubinkiewicz J., 1998. Rozwój spękań ciosowych w płaszczynie śląskiej w okolicach Baligrodu (Bieszczady Zachodnie–Karpaty zewnętrzne). *Przegląd Geologiczny*, 46: 820–826.
- Secor D.T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, 263: 633–646.
- Secor D.T., 1969. Mechanics of natural extension fracturing at depth in the earth's crust. W: Proceedings of Conference on Research in Tectonics (Kink bands and brittle deformation) (red. A.J. Baer, D.K. Norris). Geological Survey of Canada Paper, 68–52: 3–48.
- Sikora R., 2020. Rola spękań i uskoków w wykształceniu osuwisk i ich skarp w Beskidzie Śląskim na przykładzie rejonu Baraniej Góry. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Kraków [rozprawa doktorska].
- Skjerna L., 1975. Experiments on superposed buckle folding. *Tectonophysics*, 27: 255–270.
- Strzelecki P.J., 2023. The origin of deformation bands in the Silesian Nappe (SE Poland). AGH, Kraków [rozprawa doktorska].
- Strzelecki P.J., Świerczewska A., 2023. Wpływ więzby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady). *Przegląd Geologiczny*, 71: 231–234.
- Strzelecki P.J., Świerczewska A., Tokarski A.K., 2023. The origin and conditions of pure compaction bands formation in the naturally deformed Otryt Sandstone (the Silesian Nappe, SE Poland). W: 19<sup>th</sup> Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETEG): 96.
- Tokarski A.K., 1975. Structural analysis of the Magura unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 45: 327–359.
- Tokarski A.K., 1977. Rotated joints in folded Magura flysch (Polish Flysch Carpathians). Zrotowany cios w sfałdowanym fliszu jednostki magurskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 147–161.
- Tokarski A.K., Zuchiewicz W., Świerczewska A., 1999 – The influence of early joints on structural development of thrust-and-fold belts: a case study from the Outer Carpathians (Poland). *Geologica Carpathica Special Issue*, 50: 178–180.
- Turner F.J., Weiss L.E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, New York.
- Tomaszczyk M., 2005. Zależność między kierunkami korytarzy jaskiń pseudokrasowych a spękaniami ciosowymi w NE części Beskidu Śląskiego. *Przegląd Geologiczny*, 53: 168–174.
- Williams E., 1967. Joint patterns in Darlymple Hill, North-East Tasmania. *Geological Magazine*, 104: 240–252.
- Zuchiewicz W., 1997. Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. *Przegląd Geologiczny*, 45: 105–109.
- Zuchiewicz W., Henkiel A., 1993. Orientacja późnokenozoicznych naprężeń tektonicznych w świetle analizy pomiarów spękań ciosowych w SE części Karpat Polskich. *Annales Universitatis M. Curie-Skłodowska, Lublin*, 23B: 311–348.