

Tektoniczne wygięcie łuku Karpat zewnętrznych w świetle analizy ciosu w płaszczynie śląskiej

Leonard Mastella*, Andrzej Konon*

Tectonic bedding of the Outer Carpathians in the light of joints analysis in the Silesian Nappe. Prz. Geol., 50: 541–550.

S u m m a r y. The joint network in the flysch strata of the Silesian Nappe is composed of a shear system (diagonal sets — S_R, S_L) — striking in the present position at high angles to map-scale fold axes, a single extension set T — striking sub-perpendicular to these axes, fold-parallel joints L and L' striking parallel or at small angles to map-scale fold axes. Due to their usefulness (Mastella & Zuchiewicz, 2000) for palaeostress reconstructions penetrative S_R, S_L and T joint sets were analysed from 197 outcrops. In the palaeostress analysis the angular difference between the σ_1 directions calculated from shear (S_R, S_L) and extension T joints is notable. The angular difference between these σ_1 directions suggests that it is a result of a slight tectonic bending of the investigated Silesian Nappe arc, which took place between the nappe thrusting phase and the proceeding uplift phase of this part of the Outer Carpathians Arc.

Key words: tectonic bending of the orogen, palaeostress, shear and extensional joints, Silesian Nappe, Outer Carpathians

Celem tego artykułu jest ogólna charakterystyka i określenie genezy sieci spękań ciosowych w polskiej części płaszczyny śląskiej (ryc. 1A) oraz próba rekonstrukcji paleonaprężeń odpowiedzialnych za powstanie tej sieci. Opracowanie wpisuje się w cykl badań (m.in.: Książkiewicz, 1968; Mastella, 1972; Tokarski, 1975; Henkiel & Zuchiewicz, 1988; Aleksandrowski, 1989; Mardal, 1995; Mastella i in., 1997; Rubinkiewicz, 1998; Mastella & Zuchiewicz, 2000; Zuchiewicz, 1997a, b; Zuchiewicz, 1998; Zuchiewicz & Henkiel, 1995) dotyczących ciosu w polskiej części łuku Karpat zewnętrznych, których prekursorem był Książkiewicz (1968).

Opracowaniem objęto występujące seryjnie, penetratywne spękania systematyczne, przecinające pojedyncze ławice bez przemieszczeń, bądź jedynie z zaznaczoną tendencją do ruchu przesuwczego, prostopadle do uławicenia w odstępach w przybliżeniu równych miąższości przecinanej ławicy (Mastella, 1972). Odpowiadają one w pełni definicjom spękań ciosowych (Jaroszewski, 1972; Dadlez & Jaroszewski, 1994; Dunne & Hancock, 1994).

Zarys budowy geologicznej

Polski fragment płaszczyny śląskiej ma dobrze rozpoznaną budowę geologiczną (Książkiewicz, 1977; Ślęczka, 1971) udokumentowaną zarówno szczegółowymi mapami w skali 1:50 000 (*Instrukcja*, 1996), jak i mapami przeglądowymi w skali 1:20 000 (Świdziński, 1958a; Sokołowski, 1959a; Burtan i in., 1981; Golonka i in., 1978; Nieścieruk i in., 1992; Ślęczka & Żytko, 1978; Oszczytko & Ślęczka, 1989). Jak wynika z cytowanych wyżej prac płaszczyna śląska składa się z mocno sfałdowanych, złuskowanych i pociętych uskokiemi łupkowo-piaskowcowych warstw fliszu wieku od kredy do miocenu (ryc. 2, 3)

Metodyka

Obserwacje spękań ciosowych dokonano w pojedynczych dużych odsłonięciach lub zespołach odsłonięć rozmieszczonych głównie w dnach potoków, rzadziej w kamieniołomach. Pomiaru wykonano w różnego wieku

oraz różnej miąższości i litologii ławicach piaskowców i mułowców. Opracowano wyłącznie własne pomiary z 197 odsłonięć z płaszczyny śląskiej. Część z nich była wykorzystana wcześniej (Mastella i in., 1997). Pomiary wykonywano z dokładnością $\pm 2^\circ$. W każdym odsłonięciu mierzono od 50 do 120 powierzchni spękań ciosowych, co jak wynika z wcześniejszych prac (Mastella, 1988; Zuchiewicz, 1997b; Rubinkiewicz, 1998) stanowi próbkę statystycznie reprezentatywną dla opracowań ciosu.

Autorzy przyjęli za Price (1959, 1966), Książkiewiczem (1968) i Jaroszewskim (1972) grawitacyjno-odprężeniową, przedfałdową (Sheperd & Huntington, 1981) w inicyjalnej fazie, genezę większości zespołów ciosowych. Na taką genezę wskazuje fakt, że spękania pojedynczego zespołu o różnych biegach, w obu skrzydłach fałdu, po rotacji osi fałdu do poziomu, a następnie rotacji warstw w obu skrzydłach również do poziomu, ale wokół linii biegu, przyjmują ten sam kierunek. Na taką genezę wskazuje również powstawanie ciosu w słabo zdiagenezowanych, poziomych warstwach (Mastella, 1988) oraz przesuwanie części spękań ciosowych posuwem fałdowym (Mastella & Ozimkowski, 1979).

Przyjęcie takiej genezy ciosu spowodowało, że oprócz standardowego opracowania statystycznego pomiarów ciosu (diagramów konturowych w projekcji normalnych do powierzchni ciosu na dolną półkulę siatki Schmidta) wykonano podobnie, jak np. Murray (1967), Książkiewicz (1968) czy Hancock & Al Kadhi (1982), dodatkowo diagramy z pomiarów po rotacji warstw do poziomu. W efekcie, wykonując pomiary ciosu w skomplikowanych strukturach tektonicznych (ryc. 4A), na diagramach uzyskano znaczne ujednoczenie kierunków poszczególnych zespołów, z bardziej skoncentrowanymi i wyższymi procentowo dominantami (ryc. 4B, C). Stanowiły one, po wykreśleniu azymutów dominant poszczególnych zespołów ciosowych (ryc. 4D), podstawę do dalszych obliczeń (ryc. 4E), prowadzących do określenia orientacji pola naprężeń w fazach zakładania zespołów ciosu.

Charakterystyka sieci spękań ciosowych

W skali regionalnej, sieć spękań ciosowych składa się z pięciu zespołów (ryc. 4, 5). Jednak w pojedynczych odsłonięciach rzadko występują wszystkie zespoły. Zwykle wykształcone są dwa lub trzy z nich (ryc. 6c, 7). Poszczególne zespoły wykazują dużą stałość orientacji bie-

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

gów względem rozciągłości regionalnych struktur fałdowych. W obecnym położeniu dwa z nich (S_R i S_L) są skośnie (ryc. 5, 6C, 7A, B), a zespół T niemal prostopadły do regionalnej rozciągłości struktur fałdowych, w obrębie których występują, a pozostałe dwa zespoły: L i L' są (w różnym stopniu) równoległe do nich (ryc. 5, 7A, B). Zespoły o takiej samej orientacji regionalnej wykazują duże podobieństwa w wykształceniu powierzchni spękań i śladów przecięcia z powierzchniami uławicenia.

Ze względu na przydatność do rekonstrukcji paleonaprzeżeń (Mastella i in., 1997; Mastella & Zuchiewicz, 2000), główny nacisk położono na opracowanie ciosu zespołów S_R , S_L i T.

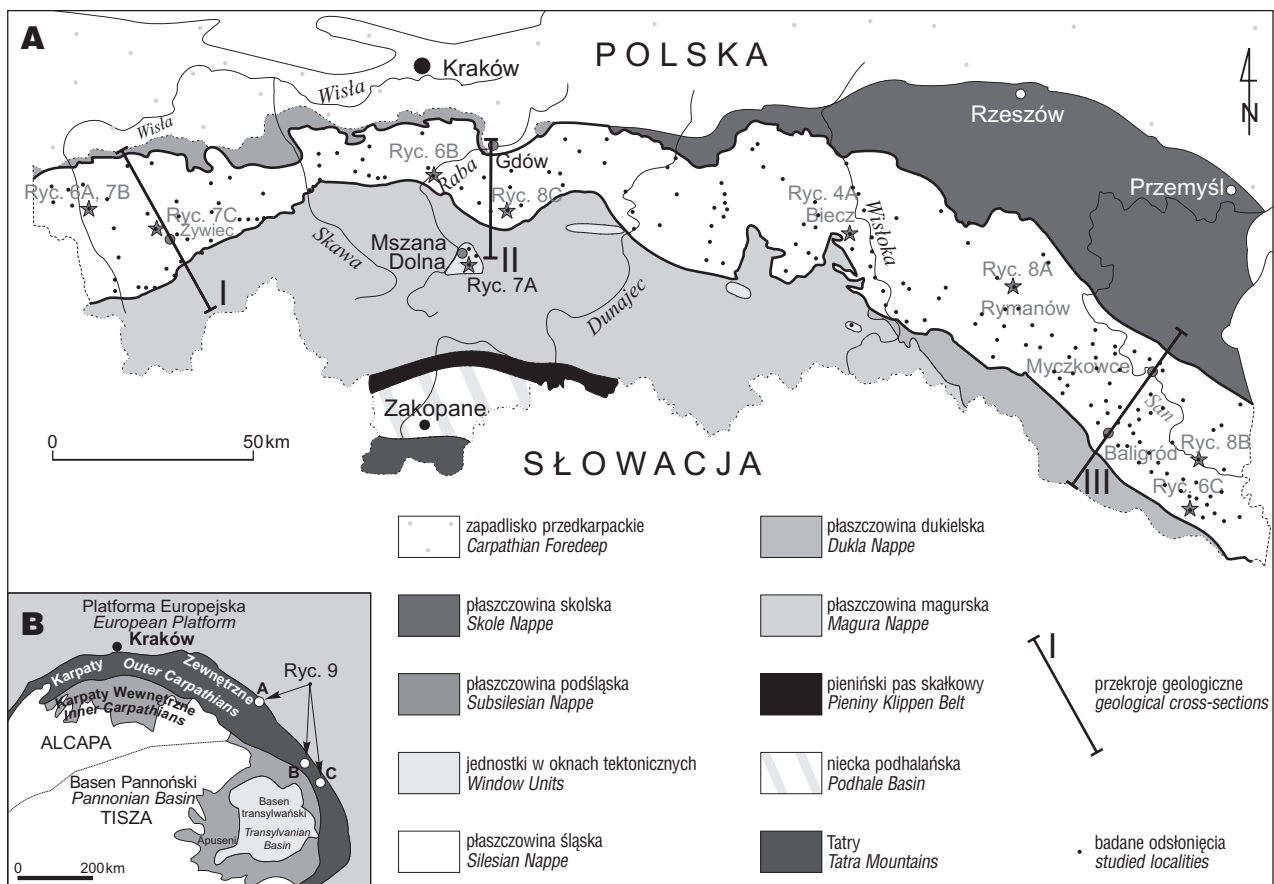
Zespoły S_R i S_L systemu skośnego

Spękania obu zespołów wykazują duże podobieństwa morfologiczne. Ich powierzchnie sporadycznie i tylko w nieznacznym stopniu odbiegają od prostopadłości do uławicenia. Szczeliny o rozwarciu rzędu milimetrów, na ogół są wypełnione kalcytem. Z rzadka szczelina ciosowa jest wypełniona materiałem ze skały otaczającej lub materiał ten jest równomiernie rozproszony w kalcytynie wypełniającej szczelinę. Obie powierzchnie pojedynczego niezmineralizowanego spękania ciosowego w większości przypadków mają się do siebie jak „forma-odlew” lub występują na nich struktury pierzaste, zawsze o osiach

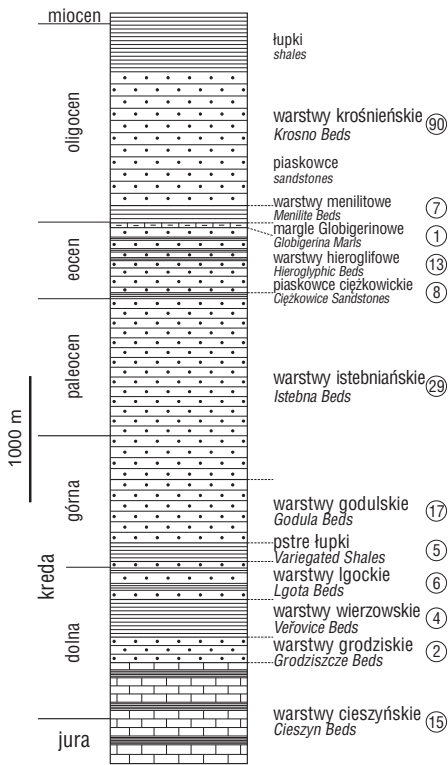
równoległych do krawędzi przecięcia powierzchni spękania z powierzchnią ławicy. Ostre zakończenia struktur pierzastych są nawet na powierzchniach ciosowych tego samego zespołu, różnie zorientowane.

Ślady przecięcia z stropem i spągłem ławic są w większości prostoliniowe (ryc. 7A, B). Lokalnie, zamiast śladu liniowego występuje szereg kulisowy złożony ze spękań, tworzących kąt względem śladu do 30° , dających się zidentyfikować jako niskokątowe ścięcia riedlowskie (terminologia według Riedela, 1929, Bartletta i in., 1981), często przechodzących w ciągłe spękania (ryc. 6C, 8B). Tam gdzie one występują są prawdopodobnie inicjalnymi formami tworzenia się ciągłych spękań ciosowych opisywanego systemu. Wchodzące w skład szeregu kulisowego spękania riedlowskie penetrują ławice jedynie na głębokość rzędu milimetrów. Jeżeli odspojenie spękania nastąpiło wzdłuż szeregu kulisowego, to na powierzchni spękania, w sąsiedztwie powierzchni uławicenia występują rąbki tektoniczne. Wszystko to wskazuje, że wzdłuż tych spękań istniała tendencja do ruchu przesuwczego.

Oba zespoły, mimo różnej orientacji w poszczególnych odsłonięciach, przecinają się pod kątem ostrym, z regionalną dominantą rzędu $55-70^\circ$ (tab. 1; ryc. 4, 6-8A, 9), którego dwusieczna ma w przybliżeniu kierunek od NW-SE do SW-NE (ryc. 4, 6-8A, C). Wyraźnie mniejsze ostre kąty przecięcia się spękań tego systemu (ok. 45°) obserwuje się w środkowej części łuku płaszczowiny śląskiej (tab. 1, ryc. 8C).



Ryc. 1. A — Szkic tektoniczny polskiej części Karpat zewnętrznych (na podstawie Książkiewicza, 1972 — uproszczony); B — szkic strukturalny regionu karpacko-panońskiego (na podstawie Linzer, 1996). Gwiazdkami zaznaczono lokalizację rycin
Fig. 1. A — Tectonic sketch of the Polish part of the Outer Carpathians (after Książkiewicz 1972 — simplified); B — tectonic sketch of the Carpathian-Pannonian region (after Linzer, 1996). Location of the figures marked by asterisks



Ryc. 2. Uproszczony profil litostratygraficzny płaszczowiny śląskiej w polskiej części Karpat zewnętrznych na podstawie Unruga (1969), Żytki, (1973), Ślączi i Kamińskiego (1998). W kółkach podano liczbę odsłoneń z pomiarami w danych warstwach
Fig. 2. Lithostratigraphic column of the Silesian Nappe in the Polish part of the Outer Carpathians (after Unrug 1969; Żytka, 1973; Ślączi & Kamiński, 1998 — simplified). Number of studied localities for particular lithostratigraphic beds are given in circles

Zespół T

Spękania ciosowe tego zespołu wyraźnie odróżniają się od spękań ścięciowego systemu diagonalnego. Powierzchnie spękań są w większości niemal pionowe, nie zachowując przy tym lokalnie prostopadłości do uławicenia. Ślady ich przecięcia z powierzchniami uławicenia są nie-

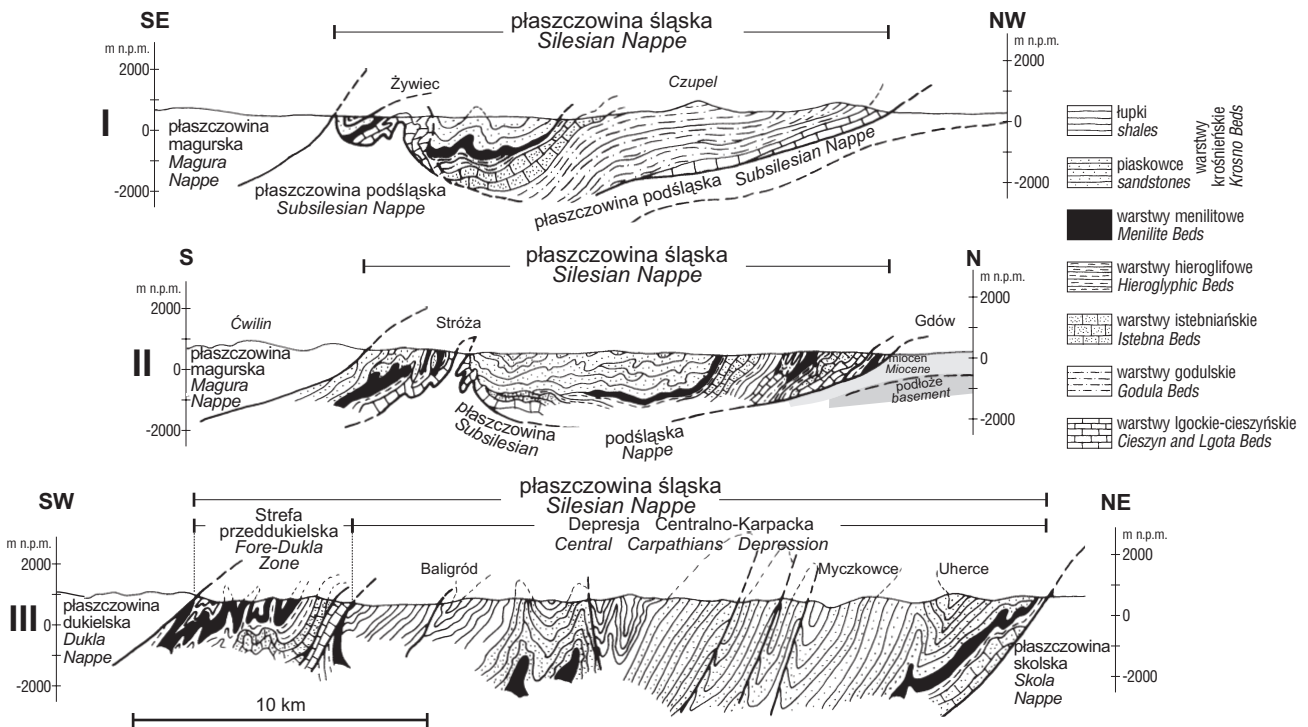
regularne, rzadko prostolinijne, bez spękań opierających i kulisowych. Rozwarcie szczelin jest większe niż spękań pozostałych zespołów (ryc. 7) Rzadziej są również wypełnione kalcytem, który bywa pokruszony (ryc. 7C; Tokarski i in., 1999). Powierzchnie spękań są nierówne. Brak jest na nich rąbków tektonicznych. Znacznie bogatszy jest natomiast inwentarz struktur spękania. Są to głównie struktury pierzaste i miotlaste. Przeważają struktury pierzaste typu S (Engelder, 1985) o osiach poziomych, a jedynie lokalnie pionowych.

Spękania z takimi strukturami zwykle kończą się na spękaniach innych zespołów, zaś bez struktur spękania na ogół przecinają spękania pozostałych zespołów. Od reguły tej odbiegają kontakty opisywanego zespołu z zespołem L. Spękania obu tych zespołów przemiennie kończą się na sobie.

Zespoły L, L'

Spękania ciosowe L, L' są w przybliżeniu równoległe do rozciągłości regionalnych struktur fałdowych na całym łuku płaszczowiny śląskiej. Spękania te układają się w dwa zespoły o wyraźnie odmiennych kierunkach: zespół L bliższy równoległości do rozciągłości regionalnych struktur fałdowych i zespół L' odchylony o ok. 20° od zespołu L.

Oba zespoły wykazują duże podobieństwo wykształcenia śladów przecięcia z powierzchniami uławicenia oraz powierzchni spękań. Zwykle ślady te są krzywoliniowe, zanikające, poprzerywane i ponakładane na siebie (ryc. 6C, 7B). Rozwarcie ich szczelin jest rzędu milimetrów i rzadko są one wypełnione kalcytem. Powierzchnie pojedynczego spękania mają się do siebie jak „for-

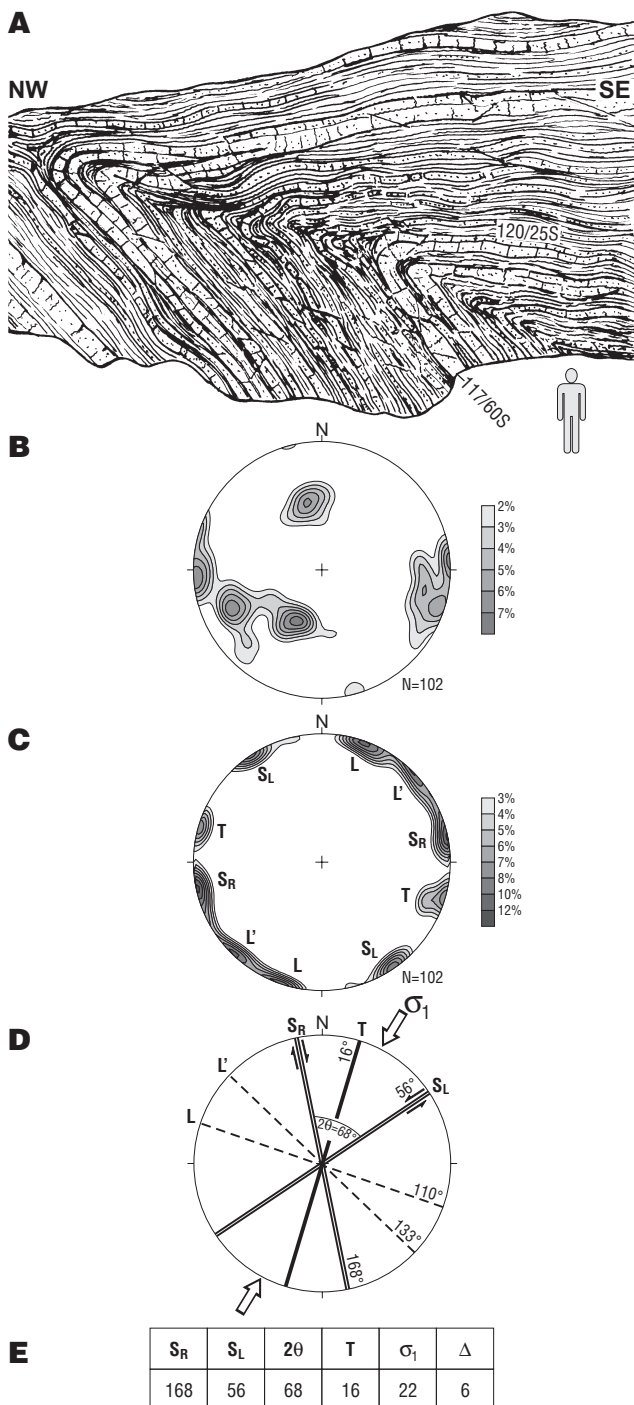


Ryc. 3. Przekroje geologiczne przez płaszczwinę śląską (uproszczone) na podstawie Sokołowskiego (1959b) I Świdzińskiego (1958b). Lokalizacja na ryc. 1
Fig. 3. Geological cross-sections through the Silesian Nappe (simplified after Sokołowski, 1959b; Świdziński, 1958b); for location see Fig. 1

Tab. 1. Zmienność parametrów ciosu
Table 1. Changeable of joint parameters

| Azymuty | Wisła W granica | Wisła-Skawa | Skawa-Raba | Mszana | Raba-Dunajec | Dunajec Wisłoka | Wisłoka-Osława | Osława E granica |
|---|-----------------|-------------|------------|---------|--------------|-----------------|----------------|------------------|
| S _R | 270-284 | 285-299 | 320-334 | 335-349 | 340-354 | 355-4 | 0-9 | 10-19 |
| S _L | 335-349 | 350-4 | 20-34 | 20-34 | 30-44 | 45-54 | 60-69 | 75-84 |
| 2Θ | 65 | 65 | 60 | 45 | 50 | 55 | 60 | 65 |
| σ ₁ (S _R , S _L) | 310 | 325 | 357 | 2 | 12 | 27 | 35 | 47 |
| σ ₁ (T) | 320 | 330 | 0 | 357 | 8 | 20 | 25 | 35 |
| Δ* | -10 | -5 | -3 | +5 | +4 | +7 | +10 | +12 |

Δ* — wielkość kątowej różnicy kierunków między σ₁(S_R, S_L) i σ₁(T)



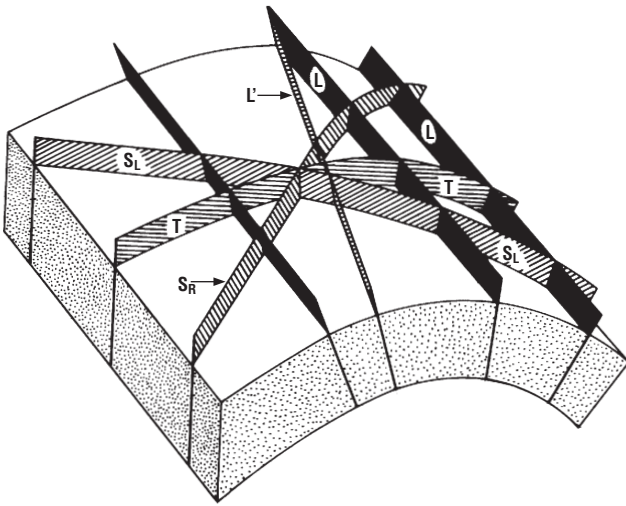
ma-odlew” lub występują na nich struktury pierzaste. Szczególnie licznie występują na znakomitej większości powierzchni spękań zespołu L'. Zwraca uwagę ich sporadyczne występowanie w zespole L. Najwyraźniej jest widoczne to w obszarach przegubowych dużych form fałdowych, gdzie spękania te mają niemal podłużnikowe cechy spękań radialnych (Jaroszewski, 1980; Price & Cosgrove, 1990).

Geneza sieci spękań ciosowych
System skośny

Opisane wyżej cechy spękań obu zespołów wskazują, że w fazie zakładania ciosu (Price, 1959, 1966; Jaroszewski, 1972; Price & Cosgrove, 1990), w jeszcze poziomych ławicach, tworzyły się one jako inicjalne powierzchnie ścieć. Występowanie natomiast na ich powierzchniach struktur pierzastych wskazuje na ekstensyjne rozwieranie się spękań (Bankwitz, 1965, 1966; Engelder, 1985). Orientacja ostrych zakończeń struktur pierzastych oraz ich osi

Ryc. 4. Schemat przedstawiający metodę wyznaczania dominujących kierunków oraz parametrów sieci ciosu na przykładzie pomiarów z fałdu obalonego z warstw krośnieńskich w kamieniołomie w Bieczu A — Diagramy konturowe położenia powierzchni spękań ciosowych (N — liczba pomiarów ciosu): B — przed rotacją warstw do poziomu, C — po rotacji warstw do poziomu, D — kierunki zespołów ciosowych (system ścięciowy: S_R — prawoskrętny, S_L — lewoskrętny; T — zespół poprzeczny; L i L' — zespoły podłużne) wyznaczone z dominant diagramu C (przy liniach wyznaczających dominujące kierunki zespołów podano ich azymuty, strzałkami zaznaczono tendencje przemieszczeń wzdłuż ciosu systemu skośnego). E — Wybrane parametry sieci ciosu: 2Θ — podwójny kąt ścięcia, σ₁ — oś największego naprężenia głównego. Pozostałe objaśnienia w tekście

Fig. 4. Scheme showing the method of determining the dominating directions and parameters of the joint network based on measurements in a recumbent fold in the Krosno Beds in the Biecz quarry (A). Diagrams with contours of joint planes (N — number of measurements): B — before back tilting of beds to horizontal, C — after back tilting of beds to horizontal, D — directions of joint sets (shear system: S_R — dextral, S_L — sinistral; T — transversal; L and L' — longitudinal sets) inferred from dominants of Fig. 4C (values of azimuths of the dominating directions of sets are given; the arrows indicate offset along the diagonal system). E — Selected parameters of the joint network: double value of the shear angle 2Θ, σ₁ — axis of principal stress. For other explanations see text



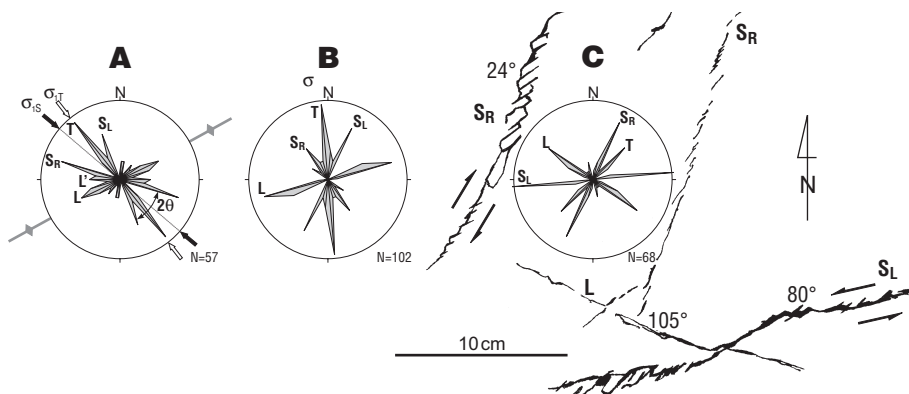
Ryc. 5. Schemat obecnego układu sieci spękań ciosowych w sfałdowanej ławicy piaskowca (za Książkiewiczem, 1968, zmodyfikowany). Objasnienia na ryc. 4

Fig. 5. Scheme of the present-day joints pattern in a folded sandstone bed (after Książkiewicz, 1968 — modified). For explanations see Fig. 4

wskazuje (Parker, 1942), że przy nieuporządkowanym zwrocie inicjalnej propagacji spękań przy ich rozwieraniu, otwieranie następowało zawsze równoległe do uławicenia. Tak więc ujawnianie się spękań tego systemu następowało już ekstensyjnie i przy udziale zachowanych naprężeń szczątkowych z okresu zakładania ciosu (porównaj Price, 1959, 1966; Książkiewicz, 1968; Jaroszewski, 1972; Engelder, 1985; Mastella & Zuchiewicz, 2000). Wyjątkiem są tu nieliczne spękania, wypełnione materiałem ze skały otaczającej lub kalcytem „zanieczyszczonych” tym materiałem. Wskazuje to (porównaj Beach & Jack, 1982; Mastella, 1988), że otwierały się one w skałe słabo zdiagenezowanej, a więc jednocześnie z etapem zakładania ciosu.

Z układu spękań kulisowych i opierających wynika, że zespół S_R zachował tendencję ścięć prawoskrętnych, a zespół S_L — lewoskrętnych (ryc. 6C, 8A, B).

Przechodzenie jednego zespołu w drugi (ryc. 8A, C) wskazuje (Jaroszewski, 1972), na ich równoczesne powstanie. W tej sytuacji kąt ostry pod jakim przecinają się



Ryc. 6. Przykładowe diagramy rozetowe spękań ciosowych w części: A — zachodniej (rejon Wisły), B — środkowej (rzeka Raba) C — wschodniej (potok Rabski), rysunek przedstawia fragment płyty piaskowca ze spękaniami ciosowymi w tym potoku. Inne objaśnienia na ryc. 4. Lokalizacja diagramów na ryc. 1A

Fig. 6. Exemplary rose diagrams of joints: A — western part (Wisła region), B — middle part (Raba River) C — eastern part (Rabski Stream); the sketch displays a sandstone bed with joints in this stream, for other explanations see Fig. 4. For location of diagrams see Fig. 1A

oba zespoły jest podwójnym kątem ścięcia (2θ) o typowej (np. Handin i in., 1963; Hancock, 1985, Mastella & Zuchiewicz, 2000) jego wartości ok. 65° .

Biorąc dodatkowo pod uwagę:

1) stałą obecność, w całym badanym fragmencie płaszczyzny ślaskiej, tendencji do ścinania zaznaczoną w obu zespołach,

2) stały kierunek dwusiecznej kąta ostrego pod jakim się one przecinają,

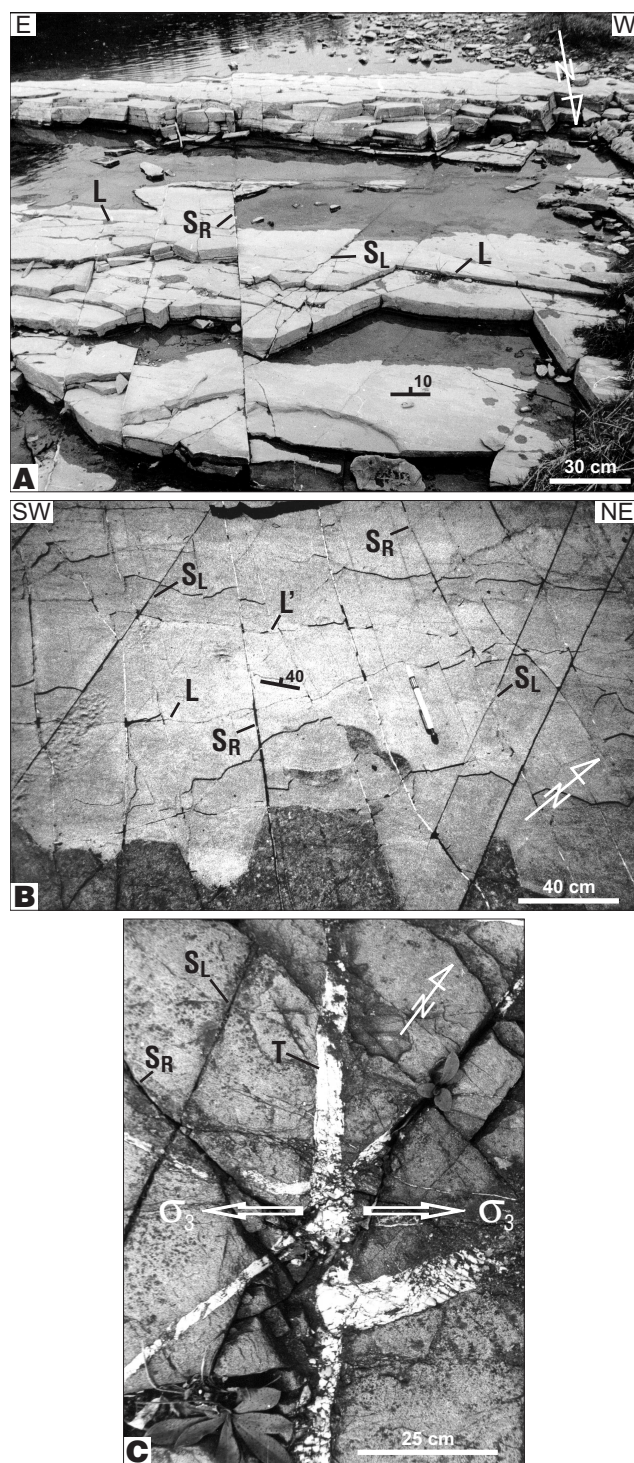
3) oraz identyczną ich tendencją regionalnej zmienności kierunków, należy uznać (porównaj Mandl, 1988, Engelder, 1989), że oba zespoły tworzą system sprzężony założony w trójosiowym, ścięciowym polu naprężeń ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; ryc. 10, 6C, 7A, 8A). Jest to zgodne z wcześniejszymi obserwacjami z tej jednostki (Mastella i in., 1997), a także z jednostki dukielskiej (Mastella & Zuchiewicz, 2000).

Jedynie miejscami, w części środkowej badanego fragmentu jednostki ślaskiej, tam gdzie podwójny kąt ścięcia (2θ) wynosi ok. 45° (tab. 1, ryc. 8C) omawiany system był zakładany w polu naprężeń z ujemną wartością σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > -\sigma_3$; ryc. 10, 8C). Prawdopodobnie jest to związane, podobnie jak i w sąsiadującej od południa części płaszczyzny magurskiej — Konon (2001), z występowaniem rozciągania w miejscu największego wygięcia łuku jednostki ślaskiej.

Zespół poprzeczny T

Powszechność struktur spękaniaowych, wskazujących (Bankwitz, 1965, 1966) na ekstensyjną rozwój tych spękań, charakter szczelin i ich wypełnienia, przy braku jakichkolwiek śladów ścinania wskazuje, że również na badanym terenie omawiany zespół, tak jak to sugeruje szereg prac (Książkiewicz, 1968; Jaroszewski, 1972; Aleksandrowski, 1989; Tokarski i in., 1999; Mastella & Zuchiewicz, 2000), rozwijał się ekstensyjnie. Uwzględniając prostopadłość do osi fałdów regionalnych, opierając się na teoretycznych (Price, 1959, 1966; Jaroszewski, 1972) i regionalnych opracowaniach (Aleksandrowski, 1989; Zuchiewicz, 1998; Mastella i in., 1997; Mastella & Szykaruk, 1999; Mastella & Zuchiewicz, 2000) należy sądzić, że ujawnianie się spękania zespołu T rozpoczęło się prawdopodobnie, przy jeszcze występującej, ale już stopniowo zanikającej poziomej kompresji równoległej do kierunku omawianego zespołu i rozciąganiu prostopadłym do tego kierunku (ryc. 10, 7C), a po jej zaniknięciu przy nadal istniejącym rozciąganiu i jednoczesnym wypiętrzaniu Karpat zewnętrznych.

Opisane wcześniej wzajemne geometryczne zależności między spękaniami zespołu T, a innymi zespołami wskazują, że są one, może z wyjątkiem zespołu L, młodsze od pozostałych — tak jak to z różnych miejsc polskiej części Karpat opisywali Książkiewicz (1968), Aleksandrowski (1989), Mastella & Zuchiewicz (2000). Natomiast regionalna



Ryc. 7. Spękania ciosowe w płycie piaskowca: A — w rejonie Mszany Dolnej (potok Mszanka), warstwy krośnieńskie; B — w rejonie Cieszyna, warstwy cieszyńskie. C — w rejonie Żywca, warstwy istebniańskie. Lokalizacja na ryc. 1A. Inne objaśnienia na ryc. 4

Fig. 7. Joints in a sandstone bed — A in the Mszana Dolna region (Mszanka Stream), Krosno Beds; B — near Cieszyn, Cieszyn Beds; C — Żywiec region, Istebna Beds. For location see Fig. 1. For other explanations see Fig. 4

tendencja do zachowania, niezależnie od biegu i upadu ławic, pionowego położenia powierzchni ciosu T wraz z strukturami spękaniaowymi, wskazuje na późne, pofałdowe powstanie tych spękań.

Zespoły L, L'

Uwzględniając tensyjny charakter spękań L oraz ich związek ze strefami przegubowymi fałdów regionalnych można, za Książkiewiczem (1968) i Aleksandrowskim (1989), postawić hipotezę, że ich powstanie jest związane z wczesnym fałdowym wyginaniem warstw jako regionalnych spękań o charakterze radialnym. Pozostała natomiast część spękań — zespół L' ma wyraźnie ekstensyjno-odprężeniową genezę. Przemienne wzajemnie kończenie się, bądź przerywanie spękań obu zespołów T i L' może świadczyć (porównaj Price, 1959, 1966; Hancock, 1985; Dunne & North, 1990) o jednoczesnym tworzeniu się tych spękań w naprzemiennych epizodach odprężeniowych związanych z wypiętrzaniem.

Kierunki współcześnie powstających spękań ciosowych w świeżo odsłanianych progach skalnych w dnach potoków, skarpach dolin oraz w kamieniołomach, jak wynika obserwacji własnych oraz innych autorów (np. Boretti-Onyszkiwicz, 1968a, b; Mastella & Zuchiewicz, 2000) zwykle odtwarzają kierunki istniejącej sieci ciosu. Wyraźnie liczniej ujawniają się spękania ciosowe o kierunkach, w których masywy skalne mogą się odprężyć np.: rozciągłości progów skalnych, ścian kamieniołomów, osi dolin.

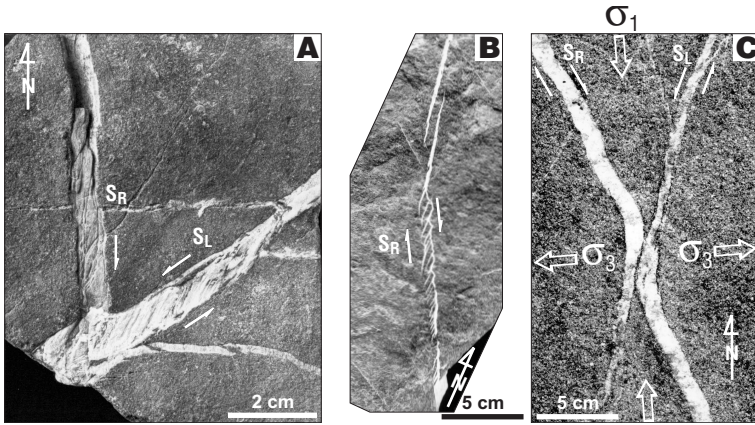
Regionalna zmienność kierunków systemu skośnego (S_R, S_L) i poprzecznego (T)

Wszystkie opisane zespoły ciosu przy niewielkiej zmienności kierunków w obrębie poszczególnych odsłoneń wykazują ich dużą zmienność regionalną. I tak w zespole S_R systemu skośnego na krańcach zachodnich spękania niemal W–E (klasa dominanta: 270–284°; tab. 1; ryc. 6A; 7B, C) stopniowo zmieniające się do 320–334° w rejonie między rzekami Skawą a Rabą (ryc. 6B) by, dalej na wschód, osiągnąć niemal południkowy kierunek (ryc. 4D; 7A; 8A, C) i NNE–SSW (klasa dominanta: 10–19°) na krańcach wschodnich terenu (ryc. 6C, 9). Podobnie zmieniają się azymuty spękań zespołu S_L od 335–349° na krańcach zachodnich, N–S między Wisłą a Skawą, NW–SE między Rabą a Wisłoką do niemal równoleżnikowych (klasa dominanta: 75–84°) na krańcach wschodnich (tab. 1). Tak więc oba zespoły zmieniają swój azymut od krańców zachodnich po wschodnie w przedziale ok. 100°.

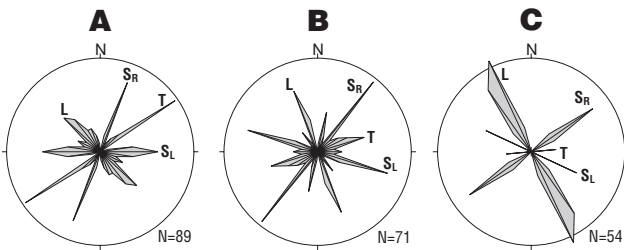
Spękania zespołu T zmieniają swoje azymuty w mniejszym przedziale ok. 75°. Od ok. 320° w części zachodniej do ok. 0° w części środkowej, 20–25° na wschód od Dunajca i ok. 35° na krańcach wschodnich (tab. 1).

Rekonstrukcja ciosotwórczych pól naprężeń

Jak wynika z przedstawionego opisu poszczególne zespoły i systemy regionalnej sieci spękań ciosowych, mają różną genezę. Związane są więc z różnymi polami naprężeń (ryc. 10) i powstawały w dwóch różnoczasowych etapach. Rodzaj i orientacja tych pól jest niejako „zapisana” w spękaniach ciosowych i jak wynika z licznych prac (Price, 1959, 1966; Jaroszewski, 1972; Engelder, 1985), w tym również z obszaru polskiej części Karpat zewnętrznych (Książkiewicz, 1968; Zuchiewicz, 1997, 1998; Mastella i in., 1997; Mastella & Zuchiewicz, 2000; Rubinkiewicz, 1998) istnieje możliwość odtworzenia takiego zapisu, zwłaszcza z systemu skośnego (S_R, S_L) i zespołu poprzecznego T.



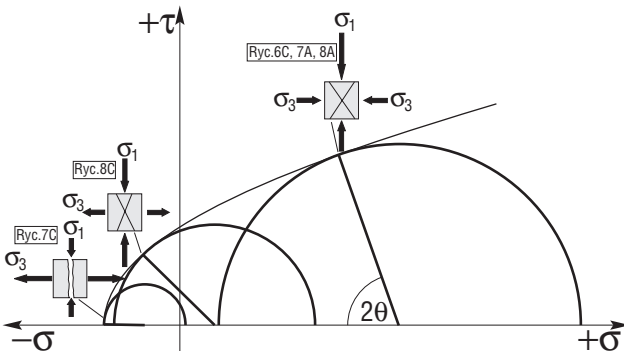
Ryc. 8. Spękania ciosowe systemu diagonalnego w ławicach piaskowców: A — w rejonie Rymanowa, B—okaz z rzeki San w miejscowości Dwernik, C—rzeka Sękówka. Lokalizacja na ryc. 1A. Inne objaśnienia jak na ryc. 4
Fig. 8. Diagonal system of joints in a sandstone bed: A — in the Rymanów region, B — in the Dwernik, San River region, C — in the Sękówka River region. For location see Fig. 1A. Other explanations as in Fig. 4



Ryc. 9. Diagramy rozetowe spękań ciosowych z odsłoneń: A — w rzece Opór (Skole–Ukraina), warstwy inoceramowe; B — w potoku Cačica (Góra Humorolui–Rumunia); C — dopływ rzeki Bistrița (Bacau–Rumunia). Lokalizacja na ryc. 1A. Inne objaśnienia na ryc. 4
Fig. 9. Rose diagrams of joints from outcrops: A — in the Opór River region (Skole–Ukraine), Inoceranian Beds; B — in the Cačica Stream region (Humorolui Mt.–Romania); C — in tributary of the Bistrița River region (Bacau–Romania). For location see Fig. 1A. Other explanations as in Fig. 4.

System skośny S_R, S_L

Najstarszy system skośny został założony w ścięciowym, trójosiowym polu naprężeń przy dodatnich osiach $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ w jeszcze poziomych warstwach. Orientację tego pola naprężeń odtworzono po rotacji warstw do poziomu wyznaczając oś głównego naprężenia σ_1 — oznaczoną



Ryc. 10. Diagram Mohra (za Dadlezem & Jaroszewskim, 1994, zmodyfikowany). Inne objaśnienia na ryc. 4 oraz w tekście
Fig. 10. Mohr's diagram (after Dadlez & Jaroszewski, 1994, modified). Other explanations as in Fig 4 and in text

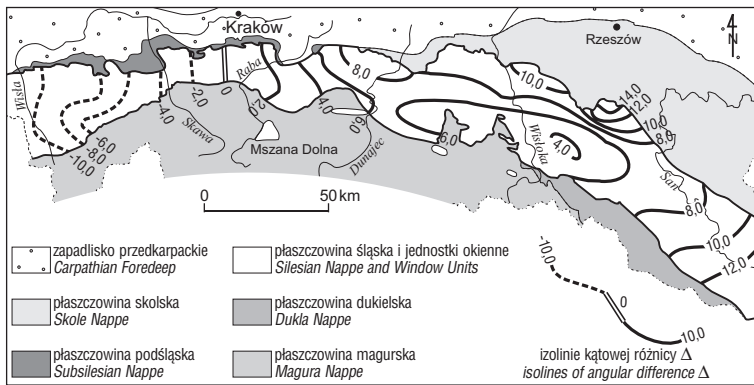
jako σ_1 (S_R, S_L), klasycznie (Bucher, 1920, 1921; Ramsay & Huber, 1987) jako dwusieczną podwójnego kąta ścięcia 2θ (ryc. 4D). Jej kierunek wykazuje wyraźną regionalną zmienność wzdłuż łuku płaszczowiny śląskiej (Mastella i in., 1997). Na krańcach zachodnich zgeneralizowany, regionalny kierunek σ_1 (S_R, S_L) wynosi 310° i zmienia się poprzez południkowe położenia w części środkowej do 35° w części wschodniej i 47° na krańcach wschodnich (tab. 1). Tworzy to wachlarzowaty, o kącie rozwarcia ok. 100° układ trajektorii σ_1 (S_R, S_L ; ryc. 11, 12) prostopadłych do wygięcia łuku fałdowego płaszczowiny śląskiej (Mastella i in., 1997). Dokładnie taki jak podają dla tej części Karpat zewnętrznych (Fodor i in., 1999) w dolnym środkowym miocenie (ryc. 5b, c)

Taki układ trajektorii naprężeń wynikających z kompresji jest typowy dla orogenu kolizyjnego, np. na przedpolu Alp (Laubscher, 1972), we wschodniej Azji (Tapponier & Molnar, 1976) czy na Tajwanie (Angelier i in., 1986; Huchon i in., 1986).

Zespół poprzeczny T

Zespół T młodszy od systemu ścięciowego i zespołu L, ale prawdopodobnie równoczesny z zespołem L (lub tylko miejscami starszy od niego), powstawał w polu naprężeń $\sigma_1 > \sigma_2 > -\sigma_3$ przy horyzontalnych osiach — σ_3 i zanikającej σ_1 . Kierunki takich spękań, jak wynika z wielu opracowań (Price, 1959; Jaroszewski, 1972; Hancock & Bevan, 1987) wyznaczają kierunek osi σ_1 , oznaczonej tutaj jako $\sigma_{1(T)}$. Kierunek tej osi na krańcach zachodnich badanego obszaru ma azymut ok. 320° i w kierunku wschodnim zmienia się stopniowo na w przybliżeniu południkowy między Skawą, a Dunajcem do ok. 35° na krańcach wschodnich (tab. 1; Mastella i in., 1997). Podobnie więc jak w systemie skośnym i tutaj trajektorie $\sigma_{1(T)}$ tworzą układ wachlarzowaty, ale o mniejszym (ok. 70°), kącie rozwarcia (ryc. 12) oraz w mniejszym stopniu zachowują prostopadłość do łuku fałdów jednostki śląskiej. Taki układ tych trajektorii jest podawany dla Karpat wewnętrznych od późnego miocenu do czwartorzęd (Fodor i in., 1999 — ryc. 6) oraz współcześnie w polskiej części Karpat zewnętrznych (Jarosiński, 1998). Przy analizie paleonaprężeń uwzględniano odchylenie katowe (tab. 1) między kierunkami osi głównego naprężenia σ_1 ciosu skośnego — σ_1 (S_R, S_L) i poprzecznego — $\sigma_{1(T)}$.

Na krańcach zachodnich występuje tendencja do odchylenia σ_1 (S_R, S_L) od $\sigma_{1(T)}$ o ok. 10° w kierunku zachodnim. Tendencja ta stopniowo maleje w kierunku wschodnim i mniej więcej na południku Krakowa następuje zmiana kierunku jej odchylenia na wschodni aż do ok. 12° , przy wschodniej granicy Polski (tab. 1, ryc. 11). Identyczna tendencja do odchylenia σ_1 (S_R, S_L) w kierunku wschodnim w stosunku do $\sigma_{1(T)}$ występuje również w polskim fragmencie płaszczowiny dukielskiej (Mastella & Zuchiewicz, 2000). Odchyłki takiej natomiast nie stwierdzono dalej na wschód, w strefie brzeżnej w rejonie Skola na Ukrainie i w rejonach Gura Humorolui oraz Bacau w Rumunii (ryc. 1B, 12) Tam, jak wynika z wykonanych pomiarów (ryc. 9) kierunki σ_1 (S_R, S_L) i $\sigma_{1(T)}$ pokrywają się i są prostopadłe do wygięcia łuku Karpat w tych rejonach (ryc. 12).



Ryc. 11. Mapa kątowej różnicy kierunków między $\sigma_1(S_R, S_L)$ i $\sigma_{1(T)}$ w polskiej części płaszczowiny śląskiej po zastosowaniu analizy powierzchni trendu wielomianem 1 stopnia
Fig. 11. Map of angular difference between $\sigma_1(S_R, S_L)$ and $\sigma_{1(T)}$ directions based on the 1st order polynomial trend surface analysis in the Polish part of the Silesian Nappe

Etapy rozwoju spękań ciosowych

Sieci spękań ciosowych w badanym fragmencie płaszczowiny śląskiej powstawała w kilku etapach, o różnej orientacji pola naprężeń:

1. Początek powstawania spękań ciosowych należy wiązać z momentem, gdy skały fliszowe Karpat zewnętrznych, będące jeszcze w poziomym położeniu, były już na tyle zdiagenezowane, że mogły kumulować naprężenia wynikające z regionalnej kompresji związanej z konwergencją płyty euroazjatyckiej z mikro płytą (fragmentem północnej Pannonii — Royden, 1988; Alcapy — Oszczyk & Ślaczka, 1989; Csontos i in., 1992; Plašienka i in., 1998; Zoetemeijer i in., 1999; Fodor i in., 1999).

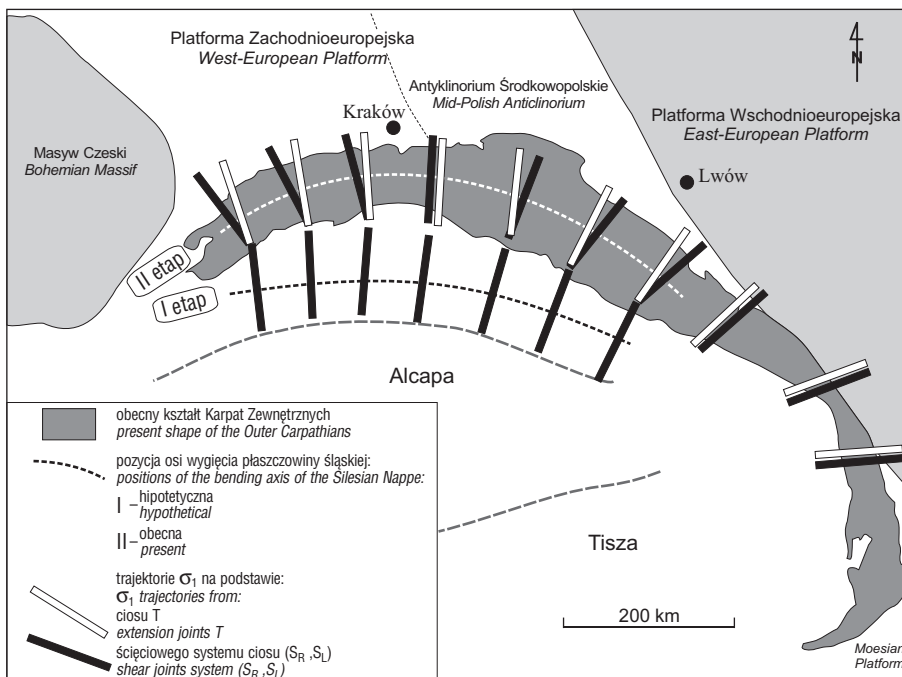
Panowało wówczas trójosiowe pole naprężeń $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ z horyzontalną, generalnie południkowo skierowaną w tym fragmencie łuku Karpat (Tapponier, 1977; Fodor i in., 1999), osią σ_1 oraz pionową osią σ_2 i prostopadłą do nich osią σ_3 . W takim polu naprężeń, w zalegających wówczas jeszcze połozy warstwach, był zakładany system ścięcio-

wy ciosu. Już wówczas, tam gdzie w skałach (również słabo zdiagenezowanych) została przekroczona odporność na ścinanie, otwierały się spękania S_L i S_R tego systemu. Etap ten, jak wynika z prac Pescatore & Ślaczka (1984), Mastella (1988), w płaszczowinie śląskiej rozpoczął się już w oligocenie.

2. Wraz z postępującym wzrostem południkowej kompresji horyzontalnej o nadal generalnym kierunku N-S rozpoczęło się fałdowanie w późnym burdygale (Oszczyk, 1997, 1998). W szerokich partiach przegubowych początkowo wielkopromiennych fałdów pojawiają się tensyjne spękania ciosowe L o biegach zgodnych z osiami tych fałdów i cechach spękań radialnych. Jednocześnie, wraz z stopniowym wypiętrzaniem fałdowanych warstw, zaczyna ujawniać się, w wyniku relaksacji naprężeń szczątkowych zespoły ciosu S_L i S_R , jako spękania ekstensyjne o kierunkach zgodnych z orientacją ścięciowego pola naprężeń, w którym były zakładane. Taki rozwój spękań ciosowych trwał przez cały okres nasuwania się płaszczowin.

3. W późnym miocenie, już po ustaleniu się czoła nasunięcia płaszczowiny śląskiej rozpoczęło się postkinematyczne wypiętrzanie Karpat (Książkiewicz, 1972; Fodor i in., 1999; Żyto i in., 1999). Wówczas to, przy stopniowo słabnącej horyzontalnej kompresji (oś σ_1), prostopadła do niej, również horyzontalna oś σ_3 przyjęła wartość ujemną, co doprowadziło do powstania spękań ciosowych T w strefie ekstensji subrównoległej do tego fragmentu łuku płaszczowiny śląskiej, co jest powszechną cechą w kolizyjnych pasach orogenicznych oraz ich przedpolach (np. Hancock & Bevan, 1987; Julivert & Arboreleya, 1984; Dietrich, 1989; Doglioni, 1995; Nemčok i in., 1998a, b; Konon, 2001).

4. Zmienność kierunków $\sigma_1(S_R, S_L)$ i $\sigma_{1(T)}$ sugeruje, że jest to wynik niewielkiego dogięcia polskiego fragmentu łuku płaszczowiny śląskiej między etapem



Ryc. 12. Ewolucja kierunku osi naprężeń σ_1 szacowanej z systemu ciosu ścięciowego (S_L i S_R) i ciosu zespołu poprzecznego (T) w polskiej części jednostki śląskiej i w wybranych fragmentach ukraińskiej i rumuńskiej części Karpat

Fig. 12. Evolution of σ_1 trajectories in the Silesian Unit and selected parts of the Ukrainian and Romanian Carpathians — based on the S_L and S_R shear joint system and the T extension joint set

nasuwania się płaszczowin, a etapem postkinematycznego wypiętrzania.

Systematyczna tendencja do zwiększania wartości odchyłki D na wschód i zachód od osi największego wygięcia łuku płaszczowiny śląskiej (mniej więcej na południku Krakowa — ryc. 11) jest prawdopodobnie efektem wciskania się sztywnego intendera (Alcapy), pomiędzy Masyw Czeski i platformę wschodnioeuropejską.

Tektoniczne wygięcie płaszczowiny śląskiej w końcowej fazie jej deformacji potwierdzają obecność mechanizmu zginania w czasie powstawania tego fragmentu łuku polskich Karpat, co wynika również z danych strukturalnych Birkenmajer (1985), Nemčok & Nemčok (1994); Marko (1993), Nemčok i in. (1998a), Mastella & Szyrak (1998), Mastella & Zuchiewicz (2000), Konon (2001).

Brak takiej odchyłki natomiast w bardziej wschodniej części Karpat, gdzie kontaktują one bezpośrednio ze wschodnioeuropejską platformą wzdłuż linii Teysseyre'a-Tornqvista może wskazywać, że wzdłuż tego kontaktu wyginanie się łuku Karpat nie zachodziło.

Różnice w układzie trajektorii maksymalnych naprężeń dla ciosu S_L i S_R oraz T sugerują brak większego odzwierciedlenia w badanym fragmencie łuku Karpat zewnętrznych, zmiany kierunków naprężeń w związku z relokacją strefy subdukcji w kierunku Karpat Wschodnich w wyniku mechanizmu typu *roll-back* strefy subdukcji (e.g. Burchfiel & Royden, 1982; Nemčok i in. 1998a, b; Fodor i in., 1999), wynikającej z lateralnej ucieczki części Wschodnich Alp w kierunku wschodnim (Ratschbacher i in., 1989; Ratschbacher i in., 1991) jak również i Karpat (Nemčok, 1993).

Autorzy bardzo dziękują anonimowemu Rezydentowi za cenne uwagi, pozwalające na znacznie lepsze ujęcie tematu. Dziękujemy Piotrowi Nieścierukowi za pokazanie licznych odsłoneń w zachodniej części terenu. Jesteśmy wdzięczni Jackowi Rubinkiewiczowi oraz Ryszardowi Szczęsnemu za pomoc w badaniach terenowych.

Literatura

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry. Stud. Geol. Pol., 46: 7–140.
- ANGELIER J., BARRIER E. & HAO TSU CHU 1986 — Plate collision and paleostress trajectories in a fold-thrust belt: the foothills of Taiwan. Tectonophysics, 125: 161–178.
- BANKWITZ P. 1965 — Über Klüfte, I — Beobachtungen im Thüringischen Schiefergebirge, Geologie, 14: 241–253.
- BANKWITZ P. 1966 — Über Klüfte, II—Die Bildung der Klüftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen, Geologie, 15: 896–941.
- BARTLETT W., FRIEDMAN M. & LOGAN J. M. 1981 — Experimental folding and faulting of rocks in limestone layers, Tectonophysics, 79: 255–277.
- BEACH A. & JACK S. 1982 — Syntectonic vein development in a thrust sheet from the external French Alps. Tectonophysics, 81: 67–84.
- BIRKENMAJER K. 1985 — Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sc., A-16, 175: 101–115.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968a — Cios we fliszu zachodniego Podhala, Acta Geol. Pol., 18: 101–152.
- BORETTI-ONYSZKIEWICZ W. 1968b — Anizotropia ciosowa piaskowców fliszowych Podhala zachodniego w świetle badań wytrzymałościowych, Biul. Geol. UW, 10: 115–152.
- BUCHER W.H. 1920 — The Mechanical Interpretation of joints, Pt.1. J. Geol., 28: 1–28.
- BUCHER W.H. 1921 — The mechanical interpretation of joints, pt. 2. J. Geol., 29: 1–28.
- BURCHFIEL B.C. & ROYDEN L.H. 1982 — Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. AAPG. Bull., 66: 1179–1195.
- BURTAN J., GOLONKA J., OSZCZYPKO N., PAUL Z. & ŚLĄCZKA A. 1981 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 200 000, arkusz Nowy Sącz. Inst. Geol., Warszawa.
- CSONTOS L., NAGYMAROSY A., HORVATH F. & KOVÁČ M. 1992 — Tertiary evolution of the Intracarpadian area: a model. Tectonophysics, 208: 221–241.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
- DIETRICH D. 1989 — Fold-axis parallel extension in an arcuate fold-and thrust belt: the case of the Helvetic Nappes. Tectonophysics, 170: 183–212.
- DOGLIONI C. 1995 — Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. Tectonophysics, 252: 253–267.
- DUNNE W.M. & NORTH C.P., 1990 — Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales, J. Struct. Geol., 12: 207–215.
- DUNNE W. M. & HANCOCK P. L. 1994 — Paleostress analysis of smallscale brittle structures. [In:] P. L. Hancock (ed.) — Continental Deformation, Pergamon Press. Cambridge: 101–120.
- ENGELDER T. 1985 — Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, USA, J. Struct. Geol., 7: 459–476.
- ENGELDER T. 1989 — Joints and shear fractures in rock, [In:] B.K. Atkinson (ed.) — Fracture mechanics of rock, Acad. Press., London: 27–65.
- FODOR L., CSONTOS L., BADA G., GYÖRFI I. & BENKOVICS L. 1999 — Tertiary Tectonic evolution of the Panonian basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. [In:] Durand B., Jolivet L., Horvath F., Seranni M. (eds) — The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 156: 295–334.
- GOLONKA J., BORYSŁAWSKI A., PAUL Z. & RYŁKO W. 1979 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała. Inst. Geol. Warszawa.
- HANCOCK P. L. 1985 — Brittle microtectonics: principles and practice. J. Struct. Geol., 7: 437–457.
- HANCOCK P.L. & AL-KADHI A. 1982 — Significance of arcuate joint sets connecting oblique grabens in central Arabia. Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgen. Techn. Hochschule und der Universität Zürich. Neue Folge 329a: 128–131.
- HANCOCK P.L. & BEVAN T.G. 1987 — Brittle modes of foreland extension. [w:] Continental Extensional Tectonics. Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. (eds). Geol. Soc. Spec. Pub., 28: 127–137.
- HANDIN J., HAGER R., FRIEDMAN M. & FEATHER J. N. 1963 — Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. Bull. Geol. Soc. Am., 47: 717–755.
- HENKIEL A. & ZUCHIEWICZ W. 1988 — On jointing in eastern part of the Silesian Unit, Low Bieszczady Mts., Polish Carpathians. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 36: 56–66.
- HUCHON P., BARRIER E., DE BREMAECKER J-C. & ANGELIER J. 1986 — Collision and stress trajectories in Taiwan: a finite element model. Tectonophysics, 125: 179–191.
- Instrukcja 1996 — Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50000. Inst. Geol.
- JAROSIŃSKI M. 1998 — Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. Tectonophysics, 297: 91–119.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north-eastern Mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains), Stud. Geol. Pol., 38: 1–210.
- JAROSZEWSKI W. 1980 — Tektonika uskoków i fałdów, Wyd. Geol.
- JULIVERT M. & ARBOLEYA M.L. 1984 — A geometrical and kinematical approach to the nappes structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian chain, NW Spain). J. Struct. Geol., 6: 499–519.
- KONON A. 2001 — Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). Geol. Quarter., 45: 179–204.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1968 — Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 335–384.

- KSIAŹKIEWICZ M. 1977 — The tectonics of the Carpathians [In:] W. Pożaryski (ed.) — Tectonics. Geology of Poland, 4: 476–618. Inst. Geol. Warszawa.
- LAUBSCHER H.P. 1972 — Some overall aspects of Jura dynamics. *Am. J. Sci.*, 272: 293–304.
- LINZER H. G. 1996 — Kinematics of retreating subduction along the Carpathian arc, Romania. *Geology*, 24: 167–170.
- MANDL G. 1988 — Mechanics of tectonic faulting: Models and Basic Concepts. Developments in structural geology, Elsevier.
- MARDAL T. 1995 — Joints in the outer flysch Carpathians, Southern Poland. In: Mechanics of Jointed and Faulted Rocks (ed. H. -P. Rossmanith) A. A. Balkema. Rotterdam: 279–283.
- MARKO F. 1993 — Kinematics of Muráň fault between Hrabušice and Tuhár village. [In:] Rakus M., Vozar J. (eds) — Geodynamický model a hlbinná stavba Západných Karpát. Konferencie. Sympóziá. Semináre. GUDŠ Bratislava: 253–261.
- MASTELLA L. 1972 — Interdependence of joint density and thickness of layers in the Podhale Flysch. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. de la Terre*, 20: 187–196.
- MASTELLA L. 1988. — Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty zewnętrzne *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 58: 53–173.
- MASTELLA L. & OZIMKOWSKI W. 1979 — Tektonika południowo-wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 27: 387–392.
- MASTELLA L., ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A.K., RUBINKIEWICZ J., LEONOWICZ P., SZCZĘSNY R. 1997 — Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: case study from Silesian nappe, Outer Carpathians (Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1064–1066.
- MASTELLA L., SZYNKARUK E. 1998 — Analysis of the pattern in selected areas of the Polish Carpathians, *Geol. Quater.*, 42: 263–276.
- MASTELLA L. & ZUCHIEWICZ W. 2000 — Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction. *Geol. Quater.*, 44: 377–390.
- MURRAY F. N. 1967 — Jointing in sedimentary rocks along the Grand Hogback Monocline, Colorado, *J. Geol.* 75: 340–350.
- NEMČOK M. 1993 — Transition from convergence to escape: field evidence from the West Carpathians. *Tectonophysics*, 217: 117–142.
- NEMČOK M. & NEMČOK J. 1994 — Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. *Tectonophysics*, 239: 81–109.
- NEMČOK M., HÓK. J., KOVÁČ M., MARKO F., COWARD M.P., MADARÁS J., HOUGHTON J.J. & BEZAK V. 1998a — Tertiary extension development and extension/compression interplay in the West Carpathians mountain belt. *Tectonophysics*, 290: 137–167.
- NEMČOK M., POSPIŠIL L., LEXA J., DONELICK R.A. 1998b — Tertiary subduction and slab break-off model of the Carpathian-Pannonian region. *Tectonophysics*, 295: 307–340.
- NIEŚCIERUK P., PAUL Z., SZYMAKOWSKA F., WÓJCIK A., ŻYTKO K. — 1992 Mapa Geologiczna Polski 1: 200 000, ark. Jasło. Inst. Geol. Warszawa.
- OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. 1989 — The evolution of the Miocene Basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpathica*, 40: 23–36.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early–Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. 1998 — The Western Carpathian Foredeep — Development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). *Geol. Carpath.*, 49: 415–431.
- PARKER J. M. 1942 — Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 53: 381–408.
- PESCATORE T. & ŚLĄCZKA A. 1984 — Evolution models of two flysch basins; the northern Carpathians and the Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106: 49–70.
- PLAŠIENKA D., GRECUŁA P., PUTIŠ M., KOVÁČ M. & HOVORKA D. 1997 — Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. Geological evolution of the Western Carpathians. P. Grecula., D. Hovorka & M. Putiš (eds) *Mineralia Slovaca—Monograph*, Bratislava.
- PRICE N. J. 1959 — Mechanics of jointing in rocks, *Geol. Mag.*, 96: 149–167.
- PRICE N.J. 1966 — Fault and Joint Development in Brittle and semi-brittle Rock, Pergamon Press: 176.
- PRICE N.J., COSGROVE J.W. 1990 — Analysis of geological structures. 502. Cambridge University Press: 502.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.I. 1987 — The techniques of modern structural geology. Academic press Brace Jovanovich Publishers, 1–2.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., SCHMID S.M. & NEUGEBAUER J. 1989 — Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. *Geology*, 17: 404–407.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W. & LINZER H-G. & MERLE O. 1991 — Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2. Structural analysis. *Tectonics*, 10: 257–271.
- RIEDEL W. 1929 — Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, *Centralbl. Min. Geol. Pal. Abt. B.*
- RUBINKIEWICZ J. 1998 — Rozwój spękań ciosowych w płaszczynie śląskiej w okolicach Baligrodu (Bieszczady Zachodnie–Karpaty zewnętrzne). *Prz. Geol.*, 46: 820–826.
- ROYDEN L.H. 1988 — Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System. [In:] The Pannonian basin — A study in basin evolution (ed. by Royden L.H. & Horvath F.) *AAPG Memoir*, 45: 27–48.
- SHEPHERD J. & HUNTINGTON J. F. 1981 — Geological fracture mapping in coalfields and the stress fields of the Sydney Basin. *J. Geol. Soc. Australia*, 28: 299–309.
- SOKOŁOWSKI S. 1959A — Mapa geologiczna Karpat Polskich (część zachodnia) w skali 1: 200 000. *Wyd. Geol.*
- SOKOŁOWSKI S. 1959b — Przekroje geologiczne przez Karpaty między Dunajcem a Wisłą w skali 1: 200 000. *Wyd. Geol.*
- ŚLĄCZKA A. 1971 — Geologia jednostki dukielskiej. *Pr. Inst. Geol.* 1. ŚLĄCZKA A. & ŻYTKO K. 1979 — Mapa geologiczna Polski w skali 1: 200 000, A, B, sheet Łupków. *Inst. Geol. Warszawa.*
- ŚLĄCZKA A. & KAMIŃSKI M. A. 1998 — A Guidebook to excursions in the Polish Flysch Carpathians. *Spec. Publications No 6 Grzybowski Foundation*: 171.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1958A — Mapa geologiczna Karpat Polskich (część wschodnia) w skali 1: 200 000. *Wyd. Geol.*
- ŚWIDZIŃSKI H. 1958B — Przekroje geologiczne przez Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem w skali 1: 200 000. *Wyd. Geol.*
- TAPPONIER P. 1977 — Evolution tectonique du system alpin en Méditerranée: pionçonnement et écrasement ridige plastique, *Bull. Soc. Geol. France*, 19: 437–460.
- TAPPONIER P. & MOLNAR P. 1976 — Slip-line field theory and large scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319–324.
- TOKARSKI A.K. 1975 — Structural analysis of the Magura Unit between Krościenko and Zabrzeż (Polish Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 327–359.
- 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 Spec. Issue 50*: 178–180.
- UNRUG R. (ed.) 1969 — Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych. *Wyd. Geol.* 260.
- ZOETEMEIJER R., TOMEK Ć. & CLOETINGH S. 1999 — Flexural expression of European continental lithosphere under the western outer Carpathians. *Tectonics*, 18: 843–861.
- ZUCHIEWICZ W. 1997a — Reorientacja pola naprężeń w polskich karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. *Prz. Geol.*, 45: 105–109.
- ZUCHIEWICZ W. 1997b — Rozkłady spękań ciosowych w płaszczynie magurskiej polskich Karpat zewnętrznych w świetle analizy statystycznej. *Prz. Geol.*, 45: 634–638.
- ZUCHIEWICZ W. 1998 — Cenozoic stress field and jointing in the Outer Carpathians, Poland. *J. Geodyn.*, 26: 57–68.
- ZUCHIEWICZ W. & HENKIEL A. 1993 — Orientacja późnokozoicznych naprężeń tektonicznych w świetle analizy pomiarów spękań ciosowych w SE części Karpat Polskich. *Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, Lublin, Polonia*, 23B: 311–348.
- ŻYTKO K. 1973 — Przewodnik geologiczny po wschodnich Karpatach fliszowych. *Wyd. Geol.*
- ŻYTKO K. 1999 — Symmetrical pattern of the late Alpine features of the northern Carpathian basement, their foreland and hinterland; orogen and craton suture. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 165–194.