



## Strefy ścinania podatnego w metamorficznym kompleksie sowiogórskim, Sudety Środkowe

Zbigniew Cymerman<sup>1</sup>



**Ductile shear zones of the Sowie Góry Metamorphic Complex, Central Sudetes.** *Prz. Geol.*, 74: 124–131; doi: 10.7306/2026.11

*Abstract.* The development of ductile shear zones within the Sowie Góry Metamorphic Complex (GSMC) has received relatively little attention in previous studies. This paper revisits this underexplored topic using results from new, detailed geological mapping conducted for seven sheets of the Detailed Geological Map of the Sudetes (SMGS), scale 1 : 25,000. The new mapping reveals no evidence for large-scale ductile shear zones characterized by typical mylonitic rocks with asymmetric kinematic indicators. Moreover, the complex origin and variable spatial orientation of numerous pegmatite veins challenge the widely accepted sequential ( $D_1$ – $D_5$ ) tectonometamorphic evolution of the Sowie Góry Metamorphic Complex. This particularly concerns the  $D_4$  deformation phase, and the kinematic scheme proposed by Żelaźniewicz (1987, 1990), which, based on the Riedel and Tschalenko model, assumes a meridional orientation of the maximum principal stress axis ( $\sigma_1$ ) during  $D_4$ . The present analysis suggests instead that the development of ductile shear zones in the Sowie Góry Metamorphic Complex reflects progressive, heterogeneous deformation dominated by general shear and strain partitioning processes, rather than a discrete  $D_4$  deformation phase during the Eo-Variscan (Hercynian) orogeny.

**Keywords:** shear zones, folds, deformation, pegmatites, Sowie Góry Metamorphic Complex, Sudetes

Badania struktur tektonicznych w Sudetach rozpoczęto w latach 60. XX w., stosując klasyczne metody analizy strukturalnej. Od początku lat 80. ub.w. w geologii strukturalnej na świecie nastąpił jednak przełom, który radykalnie zmienił sposób interpretacji deformacji. Kluczowym elementem tego postępu było rozpoznanie stref ścinania podatnego oraz związanego z nimi rozwoju skał mylonitycznych, zawierających liczne wskaźniki kinematyczne (np. White i in., 1980; Simpson, Schmid, 1983; Platt, 1984; Passchier, Simpson, 1986; Hanmer, 1986; Cymerman, 1989; Hanmer, Passchier, 1991; Mazur, 1998). Strefy ścinania podatnego stanowią domeny strukturalne, w których kumuluje się duże odkształcenie w stosunku do skał osłony (protolitu). Cechuje je progresywna, niekoaksjalna (rotacyjna) deformacja o charakterze zbliżonym do ścinania prostego (np. Means i in., 1980; Bell, Hammond, 1984; Lister, Snoke, 1984). Strefy takie występują w bardzo szerokim zakresie skal – od mikroskopowych pasemek mylonitycznych po struktury o zasięgu regionalnym (np. Bell, 1978, 1985; Hanmer, 1990; Passchier i in., 1990; Girard, 1993).

Metamorficzny kompleks sowiogórski (MKS), położony w Sudetach Środkowych, zajmuje powierzchnię ok. 650 km<sup>2</sup> i charakteryzuje się trójkątnym zarysem (ryc. 1). Kształt ten uwarunkowany jest rozwojem dyslokacji kruchych, które ograniczają kompleks od geologicznie zróżnicowanego otoczenia. Jedynie od wschodu kompleks sowiogórski graniczy ze zmylonityzowaną strefą Niemczy, przebiegającą w kierunku NNE–SSW, o dobrze udokumentowanych waryscyjskich przemieszczeniach lewoskrętnych, ze „stropem” wyżejleżących domen strukturalnych

przemieszczonym ku SSW (Cymerman, 1991, 1993; Aleksandrowski, 1995; Mazur, Puziewicz, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

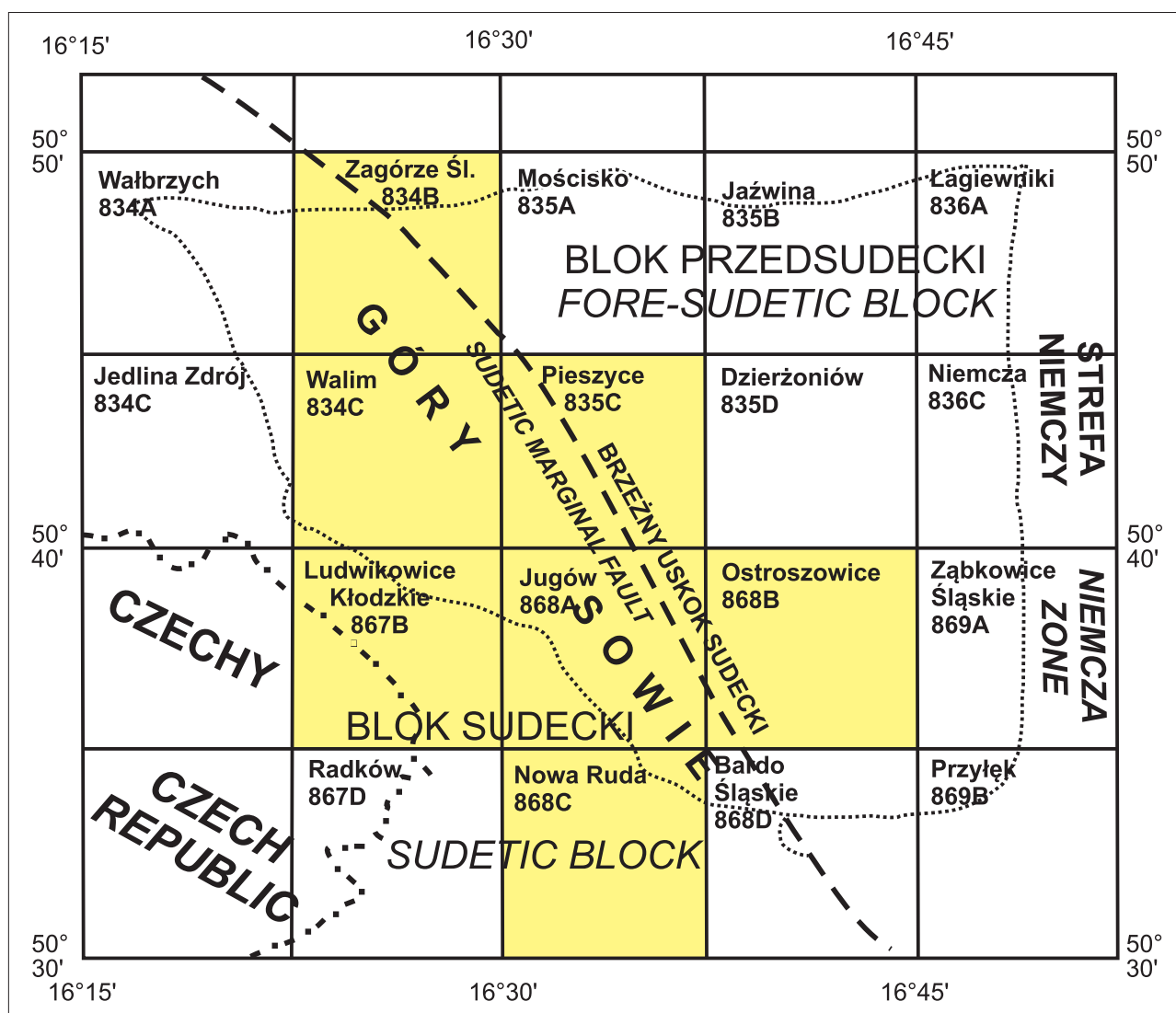
Dotychczasowe rozbieżności w interpretacji budowy geologicznej i ewolucji tektonicznej kompleksu sowiogórskiego dotyczą dwóch zasadniczych kwestii: 1) pozycji geotektonicznej kompleksu w mozaikowej strukturze Sudetów (model autochtoniczny *versus* allochtoniczny) oraz 2) wieku i sekwencji deformacji. Natomiast problematyka rozwoju stref ścinania podatnego w obrębie kompleksu sowiogórskiego była analizowana znacznie rzadziej.

Celem niniejszej pracy jest omówienie tego zagadnienia w świetle wyników nowych, szczegółowych badań kartograficznych obejmujących niemal cały obszar górski kompleksu, wykonanych w ramach opracowania siedmiu arkuszy *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000* (SMGS; ryc. 1). Obszar ten, odsłonięty spod osadów kenozoicznych na powierzchni ok. 260 km<sup>2</sup>, stanowi w przybliżeniu 75% kompleksu metamorficznego odsłoniętego w Górach Sowich i na bloku przedsudeckim (Cymerman, 2025).

### STREFY ŚCINANIA PODATNEGO W SKALI MIKROSKOPOWEJ

Pierwsze dane o występowaniu stref ścinania podatnego w MKS pochodziły z obserwacji mikroskopowych. W południowo-zachodniej części kompleksu Żelaźniewicz (1987, str. 230) stwierdził *istnienie kilku stref, szerokich miejscami na kilkaset metrów, w których skały przejawiają mikrostruktury charakterystyczne dla mylonitycznego płynięcia.*

<sup>1</sup> Emerytowany pracownik Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego; [zbigniewcymerman77@gmail.com](mailto:zbigniewcymerman77@gmail.com); ORCID ID: 0000-0002-6056-0830



**Ryc. 1.** Schematyczna mapa podziału arkuszowego SMGS w skali 1 : 25 000 na tle granic metamorficznego kompleksu sowskiego (linia kropkowana). Linie czarne – granice arkuszy SMGS 1 : 25 000. Arkusze II edycji SMGS 1 : 25 000 na żółtym tle  
**Fig. 1.** Schematic map showing the sheet division of the *Detailed Geological Map of the Sudetes* at a scale of 1 : 25,000 (SMGS), superimposed on the boundaries of the Sowie Góry Metamorphic Complex (dotted line). Black lines denote the sheet boundaries of the SMGS 1 : 25,000. Sheets from the second edition of the SMGS are highlighted with a yellow background

Dodał też, że wszystkie skały dotknięte są w mniejszym lub większym stopniu odkształceniem ciągłym (duktylnym/podatnym). Mikrostruktury te, w formie pasemek mylonitycznych, zilustrował jedenastoma fotografiami wykonanymi pod mikroskopem przy skrzyżowanych nikołach. Opisał również kulisowe rozmieszczenie pasemek oraz anastomozujące układy dwóch zespołów foliacji mylonitycznej. Wskazuje to na deformacyjny mechanizm tzw. *deformation partitioning* (*sensu* Bell, 1985), w którym całkowite odkształcenie jest rozdzielane pomiędzy domeny progresywnego skracania i domeny progresywnego ścinania, zazwyczaj o rozmytych granicach. W skali mikroskopowej układ tych domen może dynamicznie ewoluować w czasie deformacji.

#### STREFY ŚCINANIA PODATNEGO W SKALI MEZOSKOPOWEJ

Mechanizm porozdzielania deformacji w części przedgórskiej MKS opisał Cymerman (1988), wykazując, że procesy heterogenicznej mylonityzacji towarzyszyły

wszystkim wyróżnionym etapom deformacji. Mylonity rozwijały się w strefach ścinania podatnego, natomiast w sąsiadujących domenach skracania formowały się fałdy dysharmonijne, ptygmatytowe, konwolutive, a miejscami futerałowe. Dominacja deformacji koaksjalnej tłumaczy trudności w rozpoznaniu asymetrycznych wskaźników zwrotu ścinania i w jednoznacznym zaliczaniu lineacji ziarna mineralnego do lineacji rozciągania (typu X).

Trudności te wynikają przede wszystkim z intensywnej migmatyzacji i homogenizacji skał kompleksu sowskiego. Dane kinematyczne są najlepiej rozpoznawalne w południowej i południowo-zachodniej części Gór Sowich, gdzie występują pasma ortognejsów oczkowych (Cymerman, 1993, 1998). Wskazują one na nasuwczy typ przemieszczeń ze „stropem” przemieszczonym ku SW lub S, a częściowo również na lewoskrętne przemieszczenia przesuwczo-nasuwcze w reżimie transpresyjnym. Żelazniewicz (1987, 1990) opisał natomiast w tej części kompleksu sowskiego wyłącznie prawoskrętne przemieszczenia przesuwcze związane z fazą deformacji D<sub>4</sub>.

## STREFY ŚCINANIA PODATNEGO W OBRAZIE KARTOGRAFICZNYM

Podczas opracowywania siedmiu arkuszy II edycji SMGS 1:25 000 (ryc. 1) zidentyfikowano lokalnie wąskie pasma gnejsów mylonitycznych o niewielkiej miąższości. Na arkuszu Walim wydzielono je w postaci wąskiego, niemal równoleżnikowego pasma w okolicy Głuszycy oraz w południowo-wschodnim narożniku arkusza. Cienkie, kilkucentymetrowe domeny gnejsów mylonitycznych występują także miejscami wśród migmatytów stromatytowych, lecz ze względu na niewielką miąższość nie zostały ujęte na mapach. Gnejsy mylonityczne wykazują zróżnicowaną morfologię – od struktur laminowanych, przez smugowane i soczewkowe, po oczkowe. Zróżnicowanie to odzwierciedla różne etapy rozwoju deformacji: od protomylonitów, przez mylonity i blastomylonity, po ultramylonity. Występują w nich asymetryczne porfiroklasty typu  $\sigma$ , rzadziej typu  $\delta$ , zbudowane z agregatów skaleniowych lub kwarcowo-skaleniowych w niemal izotropowej miazdze mylonitycznej.

Podobne pasma mylonitów, o miąższości do 50 m i przebiegu generalnie WNW–ESE lub równoleżnikowym, wykartowano także na arkuszach Jugów, Ludwikowice Kłodzkie i Nowa Ruda.

Pozostaje jednak pytanie, czy dane z obserwacji mikroskopowych i mezoskopowych można przełożyć na skalę makroskopową? Nowe prace kartograficzne potwierdziły występowanie miejscami – choć ograniczonego do kilkunastu procent powierzchni – systemu regionalnych stref podatnego ścinania, zgodnego ze szkicem strukturalnym Żelaźniewicza (1987, Fig. 12). Przeniesienie obserwacji mikroskopowych na poziom struktur o długości do 20 km i szerokości do 1 km (ryc. 2) potwierdza sam Żelaźniewicz (1987, str. 238), stwierdzając, że *obserwowany mikroskopowy obraz splatających się foliacji mylonitycznych jest bardzo podobny do makroskopowego rozkładu stref ścinania przedstawionego na mapie (Fig. 12), podobnie zresztą jak identyczna też wydaje się historia deformacji [...] pod wpływem kinematycznego układu przedstawionego na Fig. 15.*

### MODEL KINEMATYCZNY PODCZAS FAZY DEFORMACJI D<sub>4</sub>

Według Żelaźniewicza (1987, str. 238) *zasadniczą implikacją wynikającą z tej interpretacji (układu kinematycznego) jest działanie prawostronnego ścinania [...], w którym rodzą się w tym czasie (D<sub>4</sub>) naprężenia, prowadzące do odkształceń identycznych z tymi, jakie powstają w klasycznym eksperymencie Riedla.* Takie założenie oznaczałoby jednak, że deformacja D<sub>4</sub> zachodziła w warunkach kruchych, a nie podatnych, co wiązałoby się z rozwojem spękań i uskoku. Żelaźniewicz (1987, str. 239) pisał: *stromy zapady i południkowe biegi charakterystyczne są bowiem nie tylko dla powierzchni osiowych S<sub>4</sub> czy żył pegmatytów, ale także dla większości spękań.* Z takim wnioskiem nie sposób się zgodzić, gdyż z reologicznego punktu widzenia niemożliwe jest współwystępowanie kruchych spękań tensyjnych i podatnych stref ścinania w tych samych warunkach fizykochemicznych i w tym samym etapie deformacji.

Żelaźniewicz (1987, str. 239–240) tłumaczył tę sprzeczność, zakładając, że *część z tych spękań (tensyjnych) ujaw-*

*niła się od razu, rozsuwając się i dając drogę pegmatytowym intruzjom. Zdecydowana większość ujawniła się jednak później, po fazie D<sub>5</sub>, już w okresie odprężenia związanego z ogólnym podnoszeniem się tektogenu sowiogórskiego ku powierzchni ziemi. Ujawnienie się tych spękań postępowało jednak zgodnie z zakodowanym w pamięci skał planem osłabień wywołanych naprężeniami z fazy D<sub>4</sub>.*

Trudno jednak przyjąć tezę o *zakodowanej pamięci skał* pozwalającej na pękanie po ich wyniesieniu na powierzchnię. Tego rodzaju metaforyczna interpretacja nie znajduje uzasadnienia w świetle współczesnej wiedzy o procesach deformacyjnych skał.

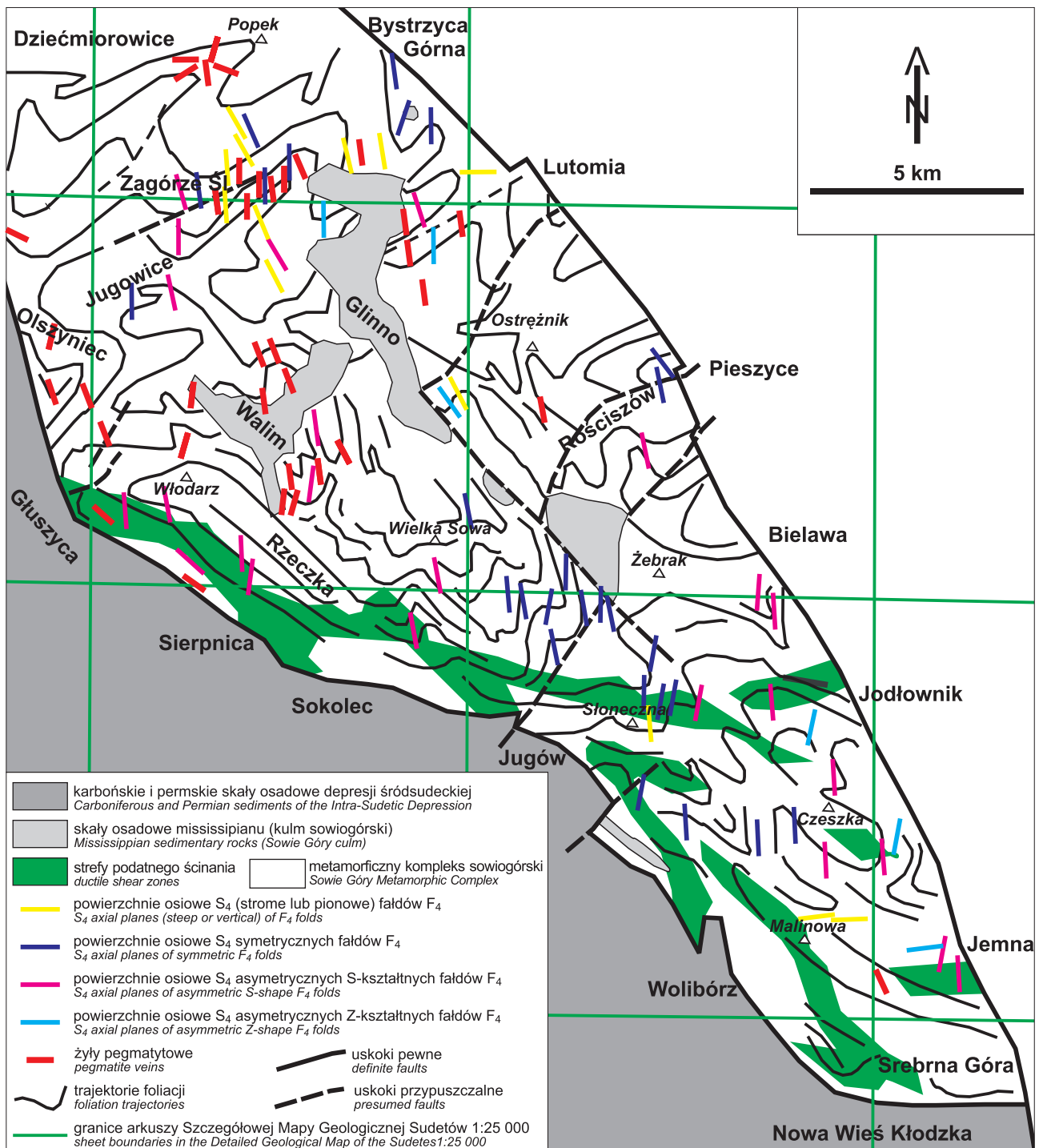
### UWAGI DO PRZYJĘTEGO SCHEMATU KINEMATYCZNEGO

Należy podkreślić, że przyjęty schemat kinematyczny, oparty na klasycznych publikacjach Riedla (1929) i Tchalenki (1970) odnosi się do deformacji zachodzącej w warunkach kruchych, a nie podatnych. Co więcej, schemat ten jest niekompletny – nie uwzględnia konsekwentnie struktur II rzędu, tj. stref podatnego ścinania o przebiegu WNW–ESE (ryc. 3). Analiza kinematyczna skał dyslokacyjnych powinna więc opierać się na bardziej złożonym modelu geometrii i zwrotu przemieszczeń (ryc. 4), obejmującym zarówno ścicia typu Riedla (R, R'), jak i typy P, Y oraz T, charakterystyczne dla rozwoju w strefach uskokowych o reżimie kruchym lub podatno-kruchym (Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Petit, 1987).

Analiza ta uwzględnia również odchylenia (defleksje) starszych powierzchni ścinania lub anizotropii (S) oraz ugięcia mikroskopowych spękań pierzastych typu Mff (*microscopic feather fractures*). W zespole takich struktur dominują uskoki równoległe typu Y (D), którym towarzyszy progresywny rozwój uskoku konsekwentnych typu R, T i R' oraz obsekwentnych typu X i P. Na schematycznej rycinie 4 przedstawiono ewolucję strefy kruchego ścinania – od etapu początkowego (1), z rozwojem sprzężonego zespołu ściec typu R i R', poprzez coraz intensywniejszy rozwój zespołów obsekwentnych typu P (2) i X oraz towarzyszących im spękań pierzastych Mff (3), aż po etap końcowy (4), w którym dominuje jeden zespół spękań typu Y (D).

### STRUKTURY FAŁDOWE F<sub>4</sub> A STREFY ŚCINANIA PODATNEGO

Na schemacie orientacji pochodnych naprężeń przedstawionym przez Żelaźniewicza (1987, Fig. 15) nie zaznaczono potencjalnych osi kompresyjnych fałdów stojących F<sub>4</sub>, z równoleżnikowo ułożonymi powierzchniami osiowymi S<sub>4</sub>, rozwijających się prostopadle do maksymalnej osi głównego naprężenia  $\sigma_1$  (ryc. 3). Schemat ten został natomiast uzupełniony o orientacje osi asymetrycznych fałdów F<sub>4</sub>, których powierzchnie osiowe S<sub>4</sub> są równoległe do spękań typu R i R'. Pojawia się tu jednak trudność interpretacyjna: jak mogły powstać fałdy F<sub>4</sub> o lewostronnej asymetrii (z wergencją skrzydeł ku SW i W) w warunkach prawoskrętnego ścinania na spękaniu typu R? I odwrotnie – jak w tym samym czasie mogły rozwinąć się fałdy F<sub>4</sub> o prawostronnej asymetrii (z wergencją ku SE) przy lewostronnym ścinaniu na spękaniu typu R'? Żelaźniewicz (1987) tłumaczył tę zmienność asymetrii odmiennym ułożeniem foliacji

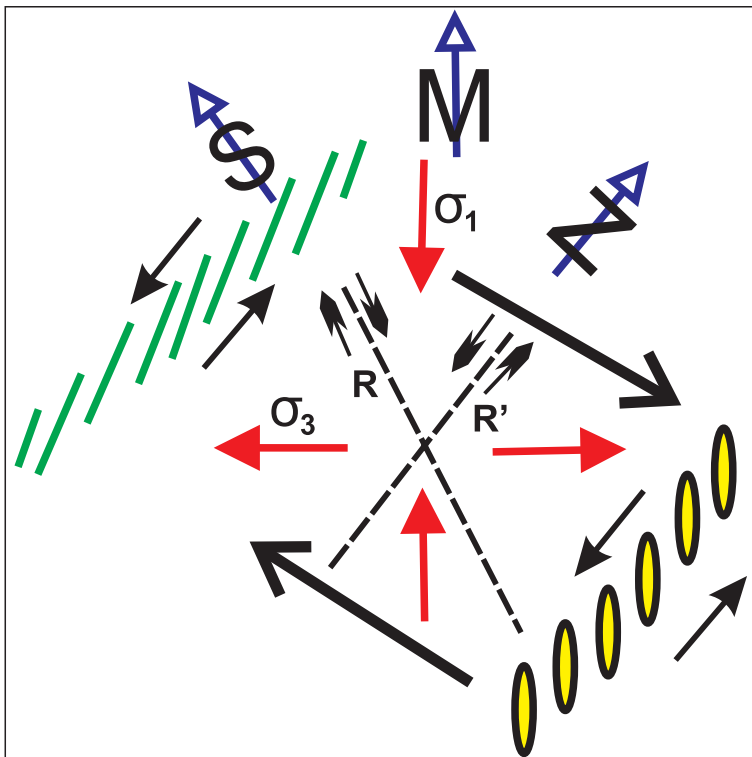


**Ryc. 2.** Mapa strukturalna ułożenia stref ścinania podatnego, powierzchni osiowych  $S_4$  fałdów  $F_4$  i orientacji żył pegmatytowych (wg Żelaźniewicza, 1987; Fig. 12) oraz trajektorii foliacji S (wg Żelaźniewicza, 1987, Fig. 45)

**Fig. 2.** Structural map illustrating the distribution of ductile shear zones,  $S_4$  axial planes of  $F_4$  folds, and orientations of pegmatite veins (after Żelaźniewicz, 1987, Fig. 12), as well as trajectories of S foliation (after Żelaźniewicz, 1987, Fig. 45)

przed fazą deformacji  $D_4$ : tam gdzie foliacja przebiegała w kierunku NW–SE, powstały fałdy  $F_4$  o asymetrii lewostronnej (typu S), natomiast przy foliacji o orientacji NE–SW rozwijały się fałdy  $F_4$  o asymetrii prawostronnej (typu Z). Fałdy typu Z występują jednak także w obszarach, gdzie foliacja ma kierunek NW–SE, np. w rejonie Jodłownika, co wskazuje, że o asymetrii fałdów  $F_4$  nie zawsze decyduje orientacja foliacji. Fałdy te rozwijały się również w regionalnych strefach podatnego ścinania, które formowały się synchronicznie podczas fazy  $D_4$ .

Jak zatem w tym samym czasie mogły powstać asymetryczne fałdy  $F_4$  typu S, o południkowo zorientowanych powierzchniach osiowych  $S_4$ , w obrębie regionalnych stref prawoskrętnego ścinania podatnego? Żelaźniewicz (1987, Fig. 12) przedstawia taką sytuację na mapie strukturalnej, od okolic Głuszyca po Jodłownik (ryc. 2), zaznaczając orientacje 50 powierzchni osiowych  $S_4$  różnych morfologicznie fałdów  $F_4$  (21 typu S, 18 typu M – symetrycznych, i 11 typu Z).



**Ryc. 3.** Schemat orientacji pochodnych naprężeń, ścież Riedla i szczelin otwartych, wywołanych prawoskrętnym ruchem przesuwczym w podłożu metamorficznego kompleksu sowiogórskiego (wg Żelaźniewicza, 1987, Fig. 15). Uzupełnione o orientacje osi fałdów asymetrycznych i symetrycznych (niebieskie strzałki) **Fig. 3.** Schematic diagram showing the orientation of stress derivatives, Riedel shears, and open fractures produced by dextral simple shear deformation of the Sowie Góry Metamorphic Complex basement (after Żelaźniewicz, 1987, Fig. 15). Blue arrows indicate the orientations of asymmetric and symmetric fold axes

Wciąż pozostaje otwarte pytanie, jak mogły powstać mezoskopowe fałdy  $F_4$  zorientowane równoległe do maksymalnej osi naprężenia  $\sigma_1$  ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ), ustawionej południkowo (ryc. 3). Możliwe, że część z tych fałdów, zaliczanych dotąd do fazy  $D_4$  orogenezy eo-waryscyjskiej, uformowała się znacznie później – w wyniku późnokredowo-paleogeńskiej deformacji spowodowanej naprężeniami kompresyjnymi o osi  $\sigma_1$  zbliżonej do kierunku SW–NE (Kozdrój, Cymerman, 2003; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Deformacja ta była efektem przenoszenia naprężeń z frontu alpejsko-karpackiego w kierunku północno-wschodnim, nawet na odległość do 1600 km (Kozdrój, Cymerman, 2003).

W odniesieniu do makroskopowych struktur fałdowych  $F_4$  w obrębie metamorficznego kompleksu sowiogórskiego przedstawiono dwie alternatywne hipotezy. Żelaźniewicz (1979, str. 197) stwierdził, że *fałdy makroskopowe są najlepiej rozpoznawalne w rejonie Wielkiej Sowy*, jednak w późniejszej pracy uznał, że *deformacja  $D_4$  nie wytworzyła żadnych struktur fałdowych w skali makroskopowej, przynajmniej takich, które mogłyby być odnotowane na mapie geologicznej* (Żelaźniewicz, 1987, str. 239).

#### PEGMATYTY A STREFY TENSyjne PODCZAS FAZY DEFORMACJI $D_4$

Żelaźniewicz (1979, 1987) przyjmował, że w czasie fazy deformacji  $D_4$  wzdłuż subwertykalnych powierzchni osiowych  $S_4$  fałdów  $F_4$  intrudowały żyły pegmatytowe (ryc. 2). Pegmatyty są rzeczywiście powszechne w całym MKS, zwłaszcza w pobliżu wychodni skał maficznych. Większość z nich ma jednak niewielkie rozmiary (zwykle kilkanaście centymetrów miąższości) i nieregularne formy (żyły, soczewki), przez co nie mogły zostać przedstawione na mapie w skali 1 : 25 000. Spośród prawie 400 rozpoznanych wystąpień pegmatytów na siedmiu arkuszach II edycji

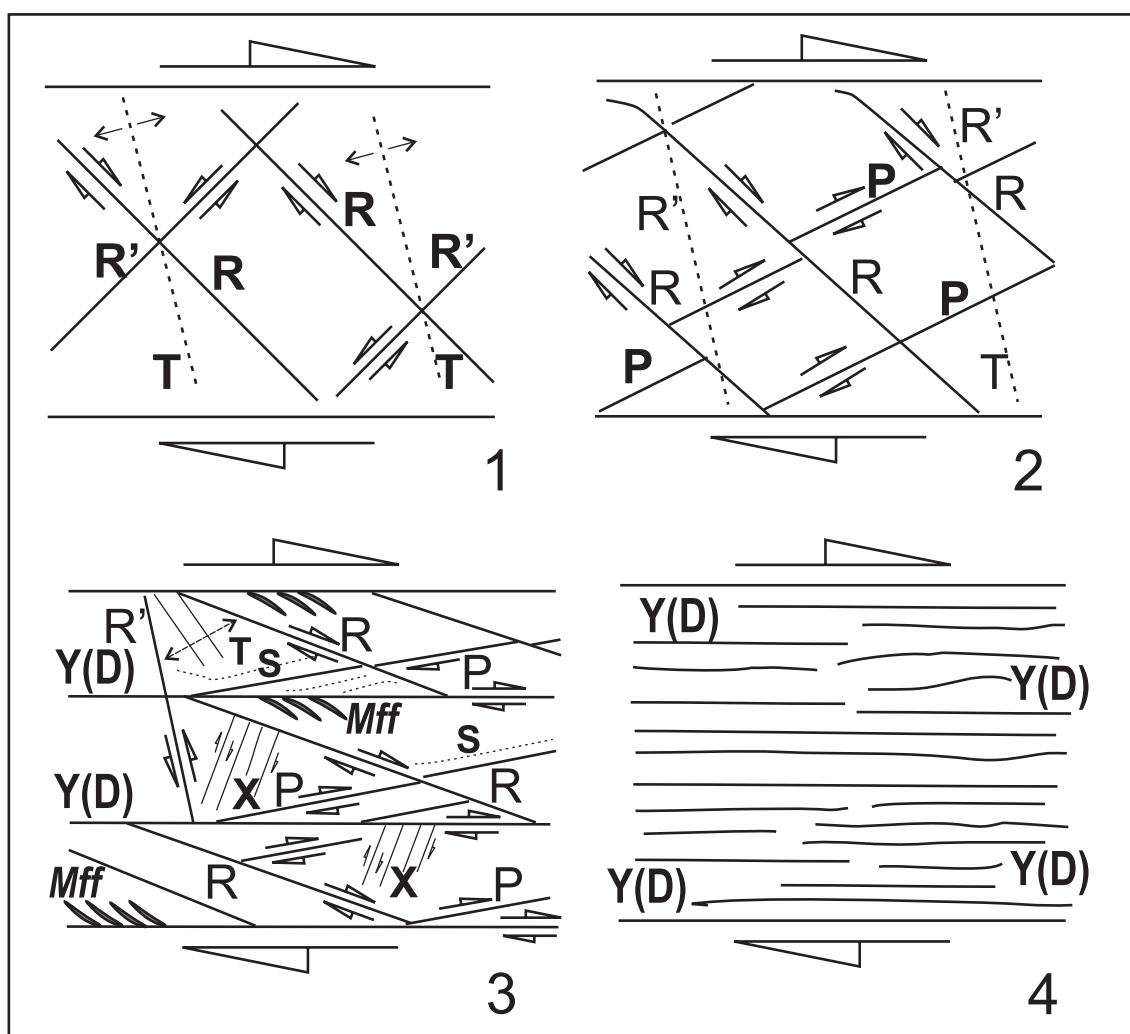
SMGS 1 : 25 000 (ryc. 1) na mapie oznaczono 147 największych żył – najwięcej na arkuszach Jugów (48) i Walim (41).

Analiza orientacji wykazała, że aż 63 żyły mają kierunek NW–SE, 18 NE–SW, 18 równoleżnikowy, 17 NNE–SSW i 6 NNW–SSE. Jedynie 27 żył ma orientację południkową (N–S), co zasadniczo nie potwierdza tezy Żelaźniewicza (1987, 1990) o dominującym południkowym kierunku pegmatytów powiązanych z fazą  $D_4$  i reżimem tensyjnym ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ , z osią  $\sigma_3$  w kierunku W–E).

Smulikowski (1952) wyróżnił na obszarze kompleksu sowiogórskiego dwie generacje pegmatytów: starsze, soczewkowate, zgodne ze strukturami migmatytów, oraz młodsze – przecinające je niezgodnie. Grocholski (1967) rozróżnił trzy generacje pegmatytów: przed-, syn- i postmigmatyzacyjne. W wyniku procesów pegmatyzacji rozwijały się głównie pegmatyty migmatytowe, ale także pegmatyty metamorficzne w dwóch odmianach: sekrecyjnej i konkrecyjnej. Pegmatyty migmatytowe powstały na drodze hybrydalnego wymieszania stopu pegmatytowego z otaczającymi migmatytami podczas orogenezy eo-waryscyjskiej.

Datowania izotopowe (ryc. 5) wskazują na powstanie pegmatytów w późnym dewonie (370–365 Ma), w czasie orogenezy eo-waryscyjskiej (Jastrzębski i in., 2021). Z kolei analizy metodą  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  na cyrkonach, wykonane dla trzech pegmatytów z arkuszy Walim, Zagórze Śląskie i Pieszyce (Krzemińska w: Cymerman i in., 2022a, b, 2023), wskazują różny czas ich powstania: ok. 395 Ma dla pegmatytu synmigmatyzacyjnego (Pieszyce) oraz 345 i 341 Ma dla pegmatytów postmigmatyzacyjnych (Walim i Zagórze Śląskie). Oznacza to, że pegmatyty kompleksu sowiogórskiego tworzą zróżnicowaną genetycznie i czasowo grupę skał żyłowych, której nie można wiązać wyłącznie z fazą deformacji  $D_4$ .

Zmiana przestrzennie orientacja żył pegmatytowych (dominujący kierunek NW–SE) nie potwierdza południkowo-



**Ryc. 4.** Ewolucja kruchych struktur ścięciowych Y-P-R. Spękania o ustawieniu konsekwentnym typu: R, T i R'; spękania o ustawieniu obsekwentnym typu X i P; spękania równoległe typu Y (D); S – defleksje starszych powierzchni ścinania lub anizotropii; Mff – mikroskopowe spękania pierzaste

**Fig. 4.** Evolution of brittle Y-P-R shear structures. R, T, and R' indicate consequently arranged fractures; X and P represent obseculant fractures; Y (D) indicates parallel fractures; S – deflections of pre-existing shear surfaces or anisotropy; Mff – microscopic feather fractures

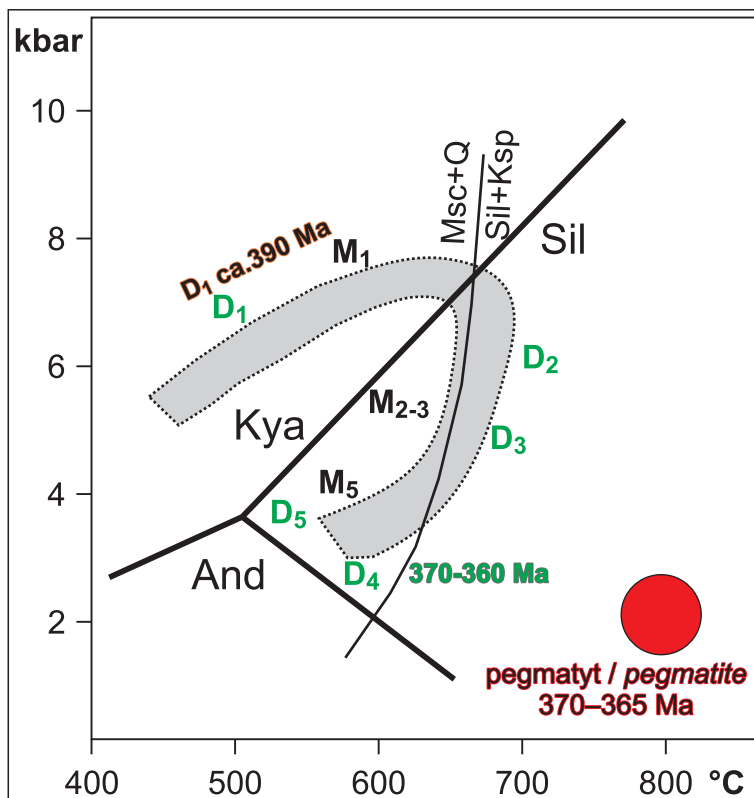
wego układu postulowanego przez Żelaźniewicza (1979, 1987). Wyniki kartograficzne oraz analiza petrograficzna wskazują, że geneza pegmatytów była złożona, a ich rozwój wiązał się z metamorfizmem regionalnym  $M_2$ - $M_3$  w strefie sillimanitowej górnej facji amfibolitowej oraz z intensywną migmatyzacją podczas orogenezy eo-warwscyjskiej.

Uwagę zwraca brak jednoznacznego opisu etapu metamorfizmu  $M_4$ , który miałby następować po szczycie metamorfizmu regionalnego  $M_2$ - $M_3$ , a przed ponowną migmatyzacją (homofanizacją) w warunkach dolnej i środkowej facji amfibolitowej (Żelaźniewicz, 1990). Zmiana ram kinematycznych podczas fazy  $D_4$  powinna bowiem powodować zmianę warunków P-T, przede wszystkim spadek temperatury. Jak pisał Żelaźniewicz (1990, str. 142): *Postulowane zmiany prawdopodobnie zbiegły się w czasie z początkiem inwersji tektonicznej i wypiętrzenia orogenicznego*. Sugestia ta nie jest jednak zgodna z wynikami badań Jastrzębskiego i in. (2021, str. 20), którzy wskazali, że migmatyzacja doprowadziła do powstania diateksytów i pegmatyzacji fazy  $D_4$  podczas trwającej dekompresji do ciśnień 3–4 kbar; lecz przy nieco podwyższonej temperaturze 690–700°C.

Wyniki datowań izotopowych pokazują, że struktury tektoniczne przypisywane pięciu fazom deformacji ( $D_1$ - $D_5$ ) rozwijały się w stosunkowo krótkim interwale czasowym – od ok. 390 do 360 Ma – przy jednoczesnej gwałtownej, izotermalnej dekompresji (Bröcker i in., 1998; Jastrzębski i in., 2021; Tabaud i in., 2021). Dane te wskazują na progresywną ewolucję tektonometamorfiniczną MKS w warunkach podatnego ścinania ogólnego, z dominacją deformacji poroździelanej i z wysoce heterogenicznymi procesami migmatyzacji i anateksis podczas orogenezy eo-warwscyjskiej (hercyńskiej).

#### PODSUMOWANIE

Nowe prace kartograficzne wykonane na siedmiu arkuszach SMGS 1 : 25 000 w obrębie MKS nie potwierdzają istnienia stref ścinania podatnego, które dałoby się konsekwentnie odwzorować w większej skali jako pasma typowych w skali mezoskopowej mylonitów z asymetrycznymi wskaźnikami kinematycznymi. Dodatkowo złożona geneza licznych żył pegmatytowych oraz ich zróżnicowana orientacja przestrzenna podważają liniowy, sekwencyjny



**Ryc. 5.** Wykres P–t–D dla MKS (wg Żelaźniewicza, 1990; uzupełnione o dane Jastrzębskiego i in., 2021)  
**Fig. 5.** P–t–D path of the Sowie Góry Metamorphic Complex (after Żelaźniewicz, 1990; supplemented with data from Jastrzębski et al., 2021)

model ewolucji tektonometamorficznej ( $D_1$ – $D_5$ ). Dotyczy to zwłaszcza fazy  $D_4$  i przyjętego przez Żelaźniewicza (1987, 1990) schematu kinematycznego opartego na modelu Riedla (1929) i Tchalenki (1970), zakładającego południkowe ustawienie maksymalnej osi naprężenia głównego  $\sigma_1$  wyłącznie w trakcie eo-warwscyjskiej (hercyńskiej) fazy deformacji. Przeprowadzona analiza wskazuje, że strefy ścinania podatnego powstawały najprawdopodobniej w wyniku progresywnej, heterogenicznej deformacji, z dominującym udziałem ścinania ogólnego i współdziałaniem mechanizmu porozdzielania deformacji, a nie jako efekt pojedynczej fazy  $D_4$ .

Autor pragnie serdecznie podziękować prof. dr. hab. Stanisławowi Mazurowi za wnikliwą merytoryczną recenzję oraz liczne poprawki stylistyczne udoskonalające treść artykułu.

## LITERATURA

ALEKSANDROWSKI P. 1995 – Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu warwscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 43 (9): 745–754.  
 ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S., ŻABA J. 1997 – Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. *Geological Magazine*, 133: 727–739.  
 BELL T.H. 1978 – Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: the Woodroffe thrust. *Tectonophysics*, 44: 285–321.  
 BELL T.H. 1985 – Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 109–118.  
 BELL T.H., HAMMOND R.L. 1984 – On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*, 92: 667–686.  
 BRÖCKER M., ŻELAŻNIEWICZ A., ENDERS M. 1998 – Rb–Sr and U–Pb geochronology of migmatitic gneiss from the Góry Sowie (West Sudetes, Poland); the importance of Mid–Late Devonian metamorphism. *Journal of the Geological Society*, 155 (6): 1025–1036.  
 CYMERMAN Z. 1988 – Znaczenie porozdzielania deformacyjnego w analizie strukturalnej. *Przegląd Geologiczny*, 36 (10): 582–588.  
 CYMERMAN Z. 1989 – Określanie zwrotu ścinania. *Przegląd Geologiczny*, 37 (12): 605–613.

CYMERMAN Z. 1990 – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich. *Geologia Sudetica*, 24 (1–2): 191–284.  
 CYMERMAN Z. 1991 – Czy w Sudetach istnieją terrany? *Przegląd Geologiczny*, 39 (10): 450–457.  
 CYMERMAN Z. 1993 – Pozycja tektoniczna jednostki sowiogórskiej – uwagi do modelu niezakorzenionych warwscyjskich płaszczowin krystalicznego podłoża na Dolnym Śląsku. *Przegląd Geologiczny*, 41 (1): 27–31.  
 CYMERMAN Z. 1998 – The Góry Sowie Terrane: a key to understanding the Palaeozoic evolution of the Sudetes area and beyond. *Geological Quarterly*, 42 (4): 379–400.  
 CYMERMAN Z. 2025 – Kartografia geologiczna metamorficznego kompleksu sowiogórskiego. *Przegląd Geologiczny*, 73 (5): 511–516.  
 CYMERMAN Z., BRYTAN J., KOWALSKI A. 2023 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Wałim z objaśnieniami. Oprac. arch., Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, nr inw. 5970/2025.  
 CYMERMAN Z., SZTROMWASSER G., KOWALSKI A. 2022b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Pieszyce z objaśnieniami. Oprac. arch., Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, nr inw. 3652/2025.  
 CYMERMAN Z., BRYTAN J., KOWALSKI A. 2022a – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, ark. Zagórze Śląskie z objaśnieniami. Oprac. arch., Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, nr inw. 3636/2025.  
 GŁUSZYŃSKI A., ALEKSANDROWSKI P. 2022 – Late Cretaceous–Early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the NE margin of the Bohemian Massif (SW Poland and northern Czechia). *Solid Earth Discussions* 1–39.  
 GIRARD R. 1993 – Orogen-scale strain partitioning and an analogy to shear-bands in the Torngat Orogen, NE Canadian Shield. *Tectonophysics*, 224: 363–370.  
 GROCHOLSKI W. 1967 – Tektonika Gór Sowich. *Geologica Sudetica*, 3: 181–249.  
 HANMER S. 1986 – Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 111–122.  
 HANMER S. 1990 – Natural rotated inclusions in non ideal shear. *Tectonophysics*, 176: 245–255.  
 HANMER S., PASSCHIER C.W. 1991 – Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey Canada, Special Paper*, 90–17.  
 JASTRZĘBSKI M., BUDZYŃ B., ŻELAŻNIEWICZ A., KONEČNY P., SLÁMA J., KOZUB-BUDZYŃ G., SKRZYPEK E., JAŻWA A. 2021 – Eo-Variscan metamorphism in the Bohemian Massif: Thermodynamic modelling and monazite geochronology of gneisses and granulites of the

- Góry Sowie Massif, SW Poland. *Journal of Metamorphic Geology*, 39 (6): 751–779.
- KOZDRÓJ W., CYMERMAN Z. 2003 – Alpine tectonic inversion–principal mechanism of the Variscan basement uplift and exhumation in the Sudety Mts. *Geolines*, 16: 59–60.
- LISTER G.S., SNOKE A.W. 1984 – S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617–638.
- MAZUR S. 1998 – Przegląd wskaźników zwrotu ścinania. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 64, 2004: 41–59.
- MAZUR S., PUZIEWICZ J. 1995 – Deformacja i metamorfizm serii skalnych na wschód od bloku sowiogórskiego – nowe dane i interpretacje. *Przegląd Geologiczny*, 43 (9): 786–793.
- MEANS W.D., HOBBS B.E., LISTER G.S., WILLIAMS P.F. 1980 – Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations. *Journal of Structural Geology*, 2 (3): 371–378.
- PASSCHIER C.W., MYERS J.S., KRÖNER A. 1990 – Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer-Verlag, Berlin.
- PASSCHIER C.W., SIMPSON C. 1986 – Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 831–843.
- PETIT J.P. 1987 – Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9: 597–608.
- PLATT J.P. 1984 – Secondary cleavages in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 6: 439–442.
- RIEDEL W. 1929 – Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie B*: 354–368.
- SIMPSON C., SCHMID S.M. 1983 – An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1281–1288.
- SMULKOWSKI K. 1952 – Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 21 (1): 67–124.
- TABAUD A.S., ŠTÍPSKÁ P., MAZUR S., SCHULMANN K., MIKOVÁ J., WONG J., SUN M. 2021 – Evolution of a Cambro-Ordovician active margin in northern Gondwana: Geochemical and zircon geochronological evidence from the Góry Sowie metasedimentary rocks, Poland. *Gondwana Research*, 90: 1–26.
- TCHALENKO J.S. 1970 – Similarities between shear zones of different magnitude. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 1625–1640.
- WHITE S.H., BURROWS S.E., CARRERAS J., SHAW N.D., HUMPHREYS F.J. 1980 – On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2: 175–187.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1979 – Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Sowie Góry, Sudetes. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 33: 25–30.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1987 – Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 57: 203–348.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1990 – Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 179: 129–157.

Praca wpłynęła do redakcji 24.03.2025 r.  
Akceptowano do druku 20.10.2025 r.



Widok ze schroniska PTTK *Zygmuntówka* ku SW. Zbocza głęboko wciętej doliny Jugowskiego Potoku budują skały metamorficznego kompleksu sowiogórskiego. W oddali Wzgórza Wyrębińskie i Góry Stołowe. Arkusz Jugów *Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000*. Fot. Z. Cymerman

View from the PTTK *Zygmuntówka* mountain shelter towards the southwest. The slopes of the deeply cut Jugowski Potok stream valley are built up of rocks from the Sowie Góry Metamorphic Complex. Far away, the Wyrębińskie Hills and the Stołowe Mountains. Sheet Jugów of the *Detailed Geological Map of the Sudetes, scale 1 : 25,000*. Photo by Z. Cymerman