

## Warstwy z Jegłowej — zapis wielofazowej deformacji w strefie kontaktu Sudetów wschodnich i zachodnich (krystalinik Wzgórz Strzebińskich, blok przedsudecki)

Jacek Szczepański\*

*Wczesno- i środkowodewońskie skały warstw z Jegłowej zachowały trzy zespoły struktur deformacyjnych. Reprezentują one przypuszczalnie trzy etapy deformacji o zasięgu regionalnym. Etap  $D_1$  jest prawdopodobnie efektem deformacji związanej z nasuwaniem płaszczowin w strefie kontaktu Sudetów wschodnich i zachodnich. Ponieważ lineacja z rozciągania powstała podczas etapu  $D_1$  nie zachowała się, dlatego kierunek nasuwania płaszczowin pozostaje nieznany. Następny etap  $D_2$  jest interpretowany jako zapis regionalnego fałdowania i związanej z nim deformacji koaksjalnej. Końcowy etap  $D_3$  może być scharakteryzowany przez dwa składniki odkształcenia: koaksjalny (rozciąganie) będący efektem wynoszenia kopuły oraz niekoaksjalny (ściananie proste) związany z ześlizgiwaniem się formacji skalnych po skłonie uformowanej kopuły. Etap  $D_3$  jest interpretowany jako zapis kolapsu ekstensyjnego skorupy kontynentalnej pogrubionej, w trakcie pierwszych etapów deformacji. Dane strukturalne pochodzące z krystaliniku Wzgórz Strzebińskich oraz całego obszaru wschodniej części bloku przedsudeckiego dostarczają dowodów na rozbieżną (ku NE oraz ku SW) wergencję kolapsu ekstensyjnego w strefie granicznej Sudetów wschodnich i zachodnich.*

**Słowa kluczowe:** deformacja, kolaps ekstensyjny, Sudety, blok przedsudecki, krystalinik Wzgórz Strzebińskich

Jacek Szczepański — **Jegłowa Beds — record of polyphase deformation in the East and West Sudetes contact zone (Strzelin crystalline massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland).** Prz. Geol., 49: 63–71.

*Summary. Early-Mid Devonian Jegłowa beds in the Strzelin crystalline massif recorded three deformation events. The  $D_1$  event most probably represents the regional deformation related to the nappe stacking in the East/West Sudetes contact zone. Since the stretching lineation related to the  $D_1$  deformation is not preserved, the direction of thrusting remains unknown. Subsequent the  $D_2$  episode is related to regional folding, associated with a coaxial shortening. The  $D_3$  event resulted in the development of WNW–ESE elongated dome and in the normal dip-slip displacements on its northern and southern limbs. The final  $D_3$  strain involved a constrictional component associated with uplift of the dome and a simple shear component related to down-dip sliding of rock series on its limbs. The regional doming was probably related to extensional collapse of the overthickened nappe pile. Structural data from the Jegłowa beds, compiled with those from other parts of the eastern Fore-Sudetic Block, provide evidence for bi-vergent NE- and SW-directed extensional collapse in the East/West Sudetes contact zone.*

**Key words:** deformation, extensional collapse, Sudetes Mts., Fore-Sudetic Block, Strzelin crystalline massif

Krystalinik Wzgórz Strzebińskich jest położony we wschodniej części bloku przedsudeckiego (ryc. 1). Dzięki swemu usytuowaniu, skały tego obszaru zapisały sekwencję deformacji charakterystyczną dla strefy granicznej zachodnich i wschodnich Sudetów. Następstwo to zostało zinterpretowane jako efekt nasunięcia się zachodnich Sudetów na Sudety wschodnie oraz późniejszego kolapsu grawitacyjnego spiętrzonych płaszczowin.

Celem pracy jest pokazanie następstwa deformacji skał krystaliniku strzebińskiego na przykładzie warstw z Jegłowej. Należą do nich kwarcyty i łupki kwarcytowe, których wiek, przez analogię do skał krystalicznych Jeseníków, uznaje się za wczesno- i środkowodewoński. Skały te, w obrębie krystaliniku Wzgórz Strzebińskich, tworzą kilka pasów wychodni, z których największe znajdują się w okolicy Kuropatnika, a także pomiędzy Jegłową i Romanowem oraz Nowolesiem i Skalicami (ryc. 2). Wiek warstw z Jegłowej pozwala na powiązanie wszystkich zapisanych w nich deformacji z formowaniem orogenu waryscyjskiego.

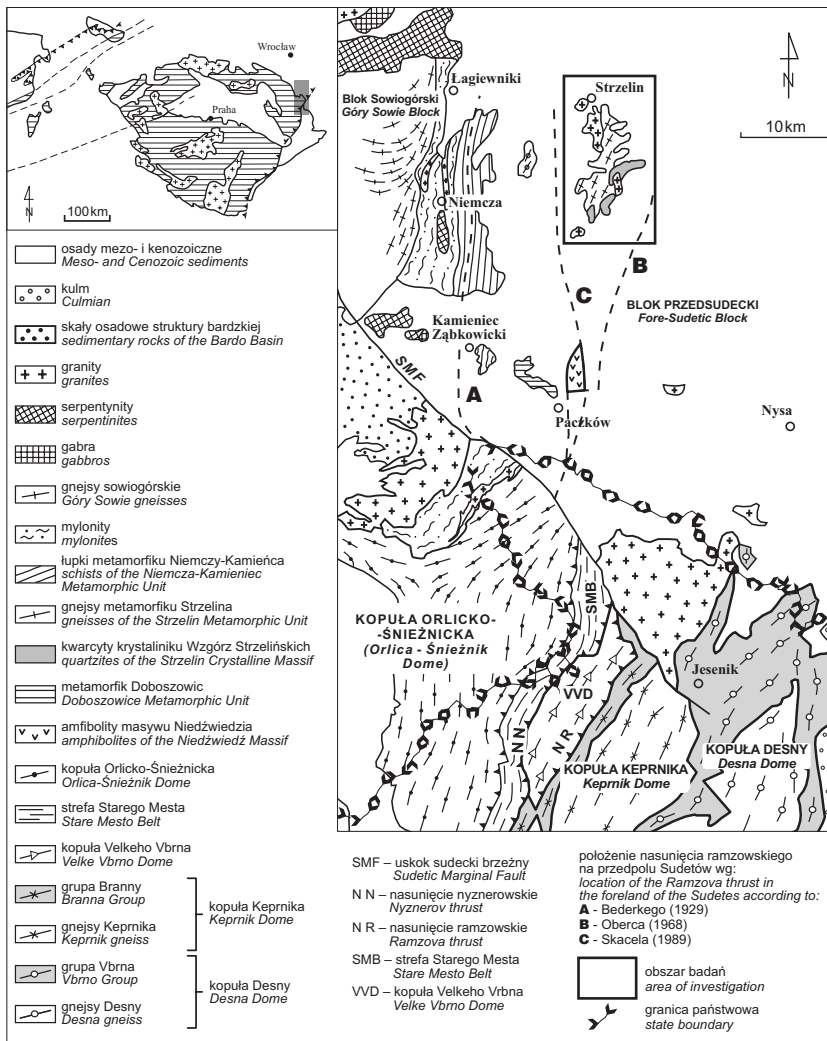
### Tło geologiczne oraz historia badań

Obszar położony na wschód od bloku sowiogórskiego jest interpretowany jako strefa graniczna między strukturami Sudetów wschodnich oraz Sudetów zachodnich (Cloos,

1922). Według Suessa (1912) w części górskiej Sudetów granicę struktury zachodnio- i wschodniosudeckiej stanowiło nasunięcie ramzowskie. Jest ono północnym fragmentem nasunięcia moldanubskiego (Suess, 1912), które rozdziela kompleks płaszczowin morawskich od nasuniętych na nie płaszczowin moldanubskich. Zdaniem niektórych badaczy w górskiej części Sudetów nasunięcie nýznerowskie, położone na zachód od linii ramzowskiej, może stanowić granicę rozdzielającą Sudety wschodnie od zachodnich (Skácel, 1989; Schulmann & Geyer, 2000). Na obszarze bloku przedsudeckiego przebieg nasunięcia ramzowskiego jest różnie interpretowany (ryc. 1). Niezależnie od tego, jakie jest dokładne położenie krystaliniku Wzgórz Strzebińskich względem wspomnianej granicy, obszar ten znajduje się w szeroko pojętej strefie rozdzielającej struktury zachodnio- i wschodniosudecką.

Krystalinik Wzgórz Strzebińskich składa się z ortognejsów, z występujących wśród nich wkładek serii łupkowej, z warstw z Jegłowej oraz granitoidów (ryc. 2). Ortognejsy, datowane radiometrycznie dotąd tylko w jednym odślonięciu przy pomocy metody U-Pb na pojedynczych cyrkonach, mają wiek  $504 \pm 3$  Ma (Oliver i in., 1993). Pozostałością ich osłony jest przypuszczalnie seria łupkowa, tradycyjnie uznawana za proterozoiczną (Oberc, 1966). W jej skład wchodzi łupki łuszczycowe, paragnejsy, skały wapienno-krzemianowe oraz amfibolity. Warstwy z Jegłowej zostały zaliczone do dolnego i środkowego dewonu na podstawie analogii do obszaru Jeseníków (Bederke, 1931). Meister i Fischer (1935) za dewońskie uważali również łupki łuszczycowo-syllimanitowo-kwar-

\*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; js@ing.uni.wroc.pl



Ryc. 1. Położenie obszaru badań na tle budowy geologicznej regionu; wkładka obrazuje położenie obszaru badań na mapie Polski (wg Puziewicz i in., 1999)

Fig. 1. Regional setting of the study area; the inset shows location of the study area on the map of Poland after Puziewicz et al. (1999)

cowe występujące w okolicy Romanowa. Pogląd ten podtrzymali następnie Oberc i in. (1988), Oberc-Dziedzic i Szczepański (1995) oraz Oberc-Dziedzic (1995). Natomiast Oberc (1966), Chmura (1967), Wójcik (1974), Dzemiańczuk i Wojnar (1984), Achramowicz (1994) oraz Wojnar (1995) uznali łupki łyszczykowo-syllimanitowo-kwarcowe występujące w okolicy Romanowa za proterozoiczne. Warstwy z Jegłowej tworzą kilka horyzontów w obrębie gnejsów i skał serii łupkowej (Oberc, 1966). Ich protolitem były piaskowce kwarcowe z przelawiczeniami piaskowców arkozowych i litycznych (Szczepański, 1999). Skały metamorficzne krystaliniku Wzgórz Strzelińskich są intrudowane przez waryscyjskie granitoidy datowane radiometrycznie przy pomocy metody Rb-Sr na całej skale na  $330 \pm 6$  i  $347 \pm 12$  Ma (Oberc-Dziedzic i in., 1996).

Zdaniem Oberca (1966) skały krystaliniku Wzgórz Strzelińskich doznały dwuetapowej deformacji. W pierwszym etapie (kadomskim) zostały zdeformowane gnejsy oraz seria łupkowa. W drugim etapie (waryscyjskim) deformacji uległy powtórnie gnejsy i seria łupkowa oraz skały ich dewońskiej pokrywy (warstwy z Jegłowej). Na podstawie wergencji fałdów Oberc (1966) ustalił, że transport tektoniczny podczas orogenezy waryscyjskiej zachodził ku SE. Cymerman (1993a) zanegował dwuetapowy

rozwój struktury krystaliniku Wzgórz Strzelińskich oraz kierunku transportu tektonicznego. Na podstawie podobieństwa zespołów struktur deformacyjnych obserwowanych w kompleksie gnejsowo-łupkowym oraz w kwarcytach przyjął on, że krystalinik Wzgórz Strzelińskich uległ progresywnej deformacji w epoce waryscyjskiej. Na podstawie analizy przebiegu lineacji z rozciągania oraz wskaźników kinematycznych Cymerman (1993a) ustalił, że deformacja ta miała kinematykę góra-ku-NE. Zdaniem Oberc-Dziedzic i Szczepańskiego (1995) oraz Oberc-Dziedzic (1999) struktura krystaliniku Wzgórz Strzelińskich została ukształtowana podczas orogenezy waryscyjskiej w dwóch etapach: pierwszym kompresyjnym, w którym uformowały się nasunięcia i w drugim ekstensyjnym, związanym z kolapsem spiętrzonych płaszczowin.

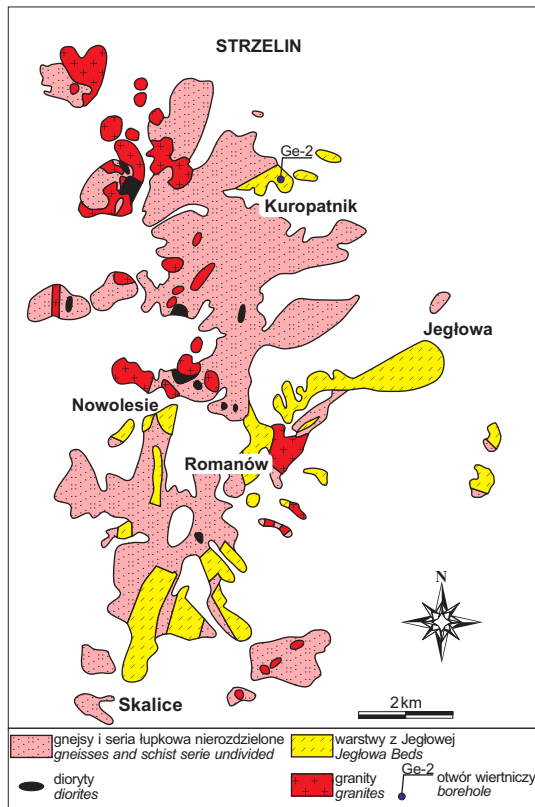
### Litologia i petrografia

Warstwy z Jegłowej tworzy sekwencja zmetamorfizowanych osadów klastycznych o zachowanych relikto-wo cechach teksturalnych protolitu. W skałach tych powszechnie występują domeny zbudowane z ziaren kwarcu, wyraźnie odróżniające się pod względem wielkości od tła skalnego. Poszczególne domeny są otoczone drobnymi laminami łyszczykowymi, podczas gdy w ich obrębie praktycznie nie obserwuje się blaszek łyszczyków. Domeny kwarcowe są spłaszczone i prawdopodobnie reprezentują pierwotne ziarna detrytyczne (budujące szkielet ziarnowy protolitu). Osiągają one maksymalną średnicę do 2 mm co dowodzi, że pierwotny osad był we frakcji piaszczystej. Ponadto w obrębie warstw z Jegłowej zachowały się wkładki skał zbudowanych ze zdeformowanych otoczków kwarcowych oraz granitowych o średnicy od około 2 mm do 10 cm. Reprezentują one osad we frakcji zwirowej przelawiony z sekwencją piaszczystą.

Ze względu na zróżnicowanie petrograficzne w obrębie warstw z Jegłowej można wyróżnić kilka odmian skalnych. Są to metapiaskowce kwarcowe, metapiaskowce arkozowe i lityczne oraz metazłepieńce oligo- i polimiktyczne. Wymienione odmiany skalne różnią się między sobą zawartością kwarcu, łyszczyków oraz skaleni alkalicznych i plagioklazów (tab. 1). Ponadto w warstwach z Jegłowej odślaniających się w okolicy Romanowa powszechnie występuje syllimanit oraz andaluzyt, a w południowej części krystaliniku (odsłonięcia w pasie

Tab. 1. Skład modalny warstw z Jegłowej

	Metapiaskowce kwarcowe [%]	Metapiaskowce lityczne [%]	Metapiaskowce arkozowe [%]
Kwarc	90–95	do 75	~50
Skalenie	0	do 20	~20
Łyszczyki	0 do 10	do 5	~30



Ryc. 2. Schematyczna mapa geologiczna krystaliniku Wzgórz Strzelińskich według Oberca i in. (1988)

Fig. 2. Geological sketch map of the Strzelin crystalline massif after Oberc et al. (1988)

wychodni Nowolesie–Skalice) jedynie syllibanit. Do minerałów akcesorycznych w warstwach z Jęglowej należą cyrkon, turmalin, rutyl oraz minerały nieprzezroczyste. Łyszczyki mogą stanowić zarówno pierwotny składnik lityczny osadu, jak i pochodzić z rekrytalizacji z materiału ilastego. Pomimo, że przynajmniej część łyszczyków mogła powstać kosztem minerałów ilastych w wyniku metamorfizmu, to zmienne zawartości tych minerałów prawdopodobnie odzwierciedlają różnice w składzie petrograficznym protolitu.

## Struktury deformacyjne

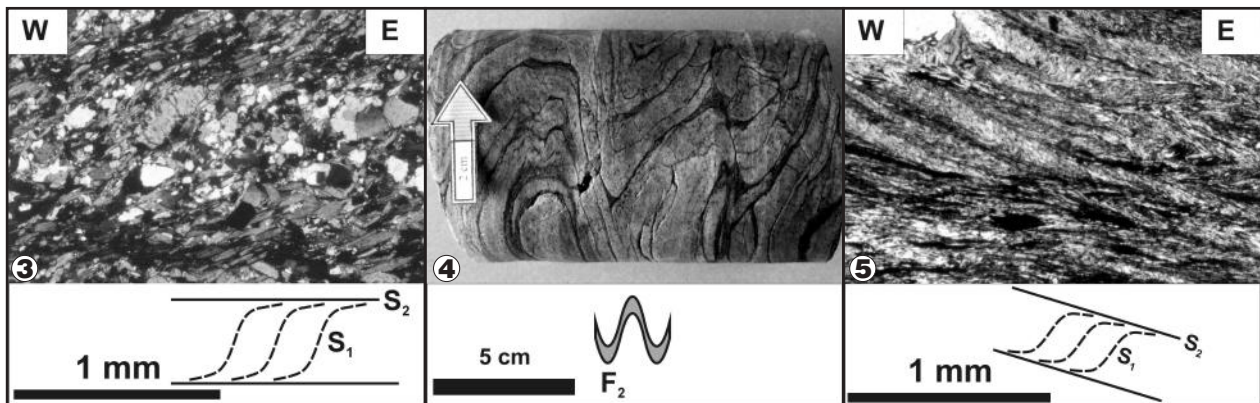
W skałach warstw z Jęglowej wyróżniono trzy zespoły struktur deformacyjnych. Reprezentują one prawdopodobnie trzy etapy deformacji  $D_1$ ,  $D_2$  i  $D_3$  o zasięgu regionalnym. W efekcie deformacji  $D_1$  powstała foliacja  $S_1$  oraz fałdy  $F_1$ . W etapie  $D_2$  rozwinęła się nowa penetratywna foliacja  $S_2$  oraz fałdy  $F_2$  i lineacja  $L_2$ . Z etapem  $D_3$  związana jest geneza lineacji mineralnej  $L_3$  oraz fałdów  $F_3$ . Poszczególne generacje powierzchni foliacji ( $S_1$ ,  $S_2$  i  $S_3$ ), powstałe w kolejnych etapach deformacji ( $D_1$ ,  $D_2$  oraz  $D_3$ ), są wyznaczone przez równoległe ułożenie generacji blaszek jasnego łyszczyku różniących się między sobą chemizmem (Szczepański, 1999). Dzięki temu możliwe jest jednoznaczne rozróżnienie poszczególnych generacji struktur planarnych w opisywanych skałach.

### Zespół struktur deformacyjnych $D_1$

W trakcie pierwszego etapu deformacji ( $D_1$ ) pierwotna powierzchnia sedymentacyjna  $S_0$ , wyrażona poprzez relikto zachowane warstwowanie gradacyjne, została sfałdowana w fałdy  $F_1$ . Są to fałdy izoklinalne, miejscami o charakterze śródfoliacyjnym. Pomiar osi fałdu był możliwy tylko w jednym przypadku. Jej orientacja jest w przybliżeniu zgodna z kierunkiem E–W. Równoległe do powierzchni osiowych fałdów  $F_1$  rozwinęła się foliacja  $S_1$ . W przegubach fałdów  $F_1$  powierzchnia  $S_1$  jest skośna do  $S_0$ , natomiast na skrzydłach omawianych fałdów obie powierzchnie są równoległe. Foliacja  $S_1$  jest zachowana obecnie jedynie jako relikty. Wyznacza ją zróżnicowanie skały na naprzemianległe laminy zbudowane z kwarcu oraz łyszczyków. W wielu próbkach powierzchnie  $S_1$  są zachowane tylko w mikrolitonach pomiędzy powierzchniami foliacji  $S_2$  (ryc. 3). Ponieważ struktury etapu  $D_1$  zachowały się wyłącznie relikto, to nie jest możliwe ustalenie kinematyki deformacji  $D_1$ .

### Zespół struktur deformacyjnych $D_2$

Deformacja  $D_2$  doprowadziła do powstania nowej foliacji  $S_2$  oraz lineacji intersekcyjnej  $L_2$ . Struktury  $S_2$  stanowią dominującą foliację w północnej i środkowej części krystaliniku. Zostały one założone jako kliważ krenulacyjny-



Ryc. 3. Relikty powierzchni foliacji  $S_1$  zachowane w mikrolitonach pomiędzy powierzchniami  $S_2$ . Okolice Kuropatnika

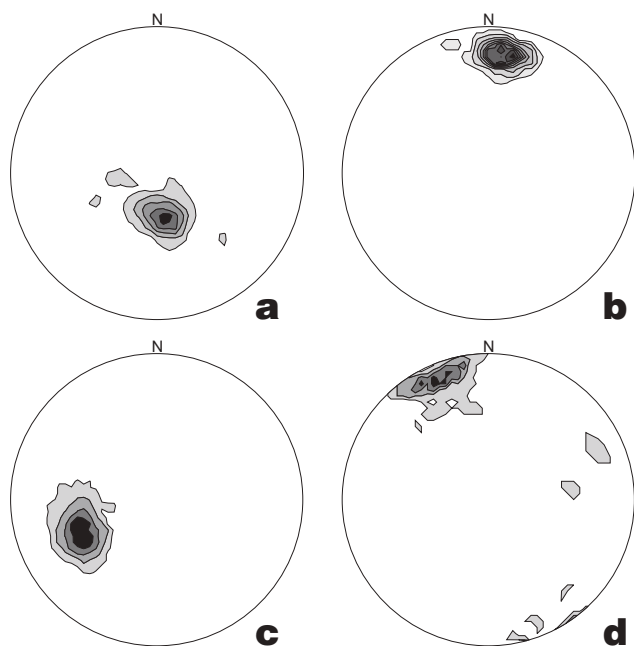
Fig. 3. Relics of  $S_1$  structures preserved within microlithons in between  $S_2$  foliation. Vicinity of Kuropatnik village

Ryc. 4. Fałdy  $F_2$ . Rdzeń wiertniczy pochodzący z otworu Ge-2. Okolice Kuropatnika

Fig. 4.  $F_2$  folds. Core taken from borehole Ge-2. Vicinity of Kuropatnik

Ryc. 5. Kliważ krenulacyjny definiujący powierzchnię foliacji  $S_2$ . Okolice Kuropatnika

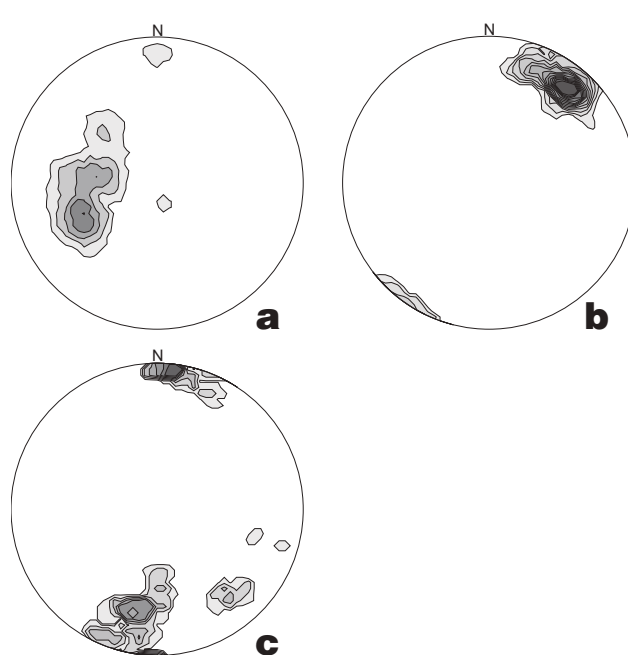
Fig. 5. Crenulation cleavage defining  $S_2$  foliation planes. Vicinity of Kuropatnik



**Ryc. 6.** Orientacja foliacji  $S_2$  oraz lineacji  $L_2$  w skałach warstw z Jęglowej. Dolna półkula siatki Schmidta. Izolinie co 5% na 1% powierzchni, a — foliacja  $S_2$  w odsłonięciach w okolicy Kuropatnika oraz Jęglowej (285 pomiarów), b — lineacja  $L_2$  w odsłonięciach w okolicy Kuropatnika i Jęglowej (43 pomiary), c — foliacja  $S_2$  w odsłonięciach w okolicy Romanowa (177 pomiarów), d — lineacja  $L_2$  w odsłonięciach okolicy Romanowa (40 pomiarów)

**Fig. 6.** Attitude of  $S_2$  foliation and  $L_2$  lineation in the Jęglowa beds. Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area at every 5%, a —  $S_2$  foliation in the vicinity of Kuropatnik and Jęglowa (285 measurements), b —  $L_2$  lineation in the vicinity of Kuropatnik and Jęglowa (43 measurements), c —  $S_2$  foliation in the vicinity of Romanów (177 measurements), d —  $L_2$  lineation in the vicinity of Romanów (40 measurements)

ny, będący kliwązem osiowym fałdów  $F_2$ . Początkowe etapy rozwoju powierzchni  $S_2$  są widoczne w skałach warstw z Jęglowej w okolicach Romanowa. W spotkanych tam odsłonięciach prawie pionowa powierzchnia foliacji  $S_1$  (równoległa do powierzchni  $S_0$ ) jest sfaldowana w mezo-

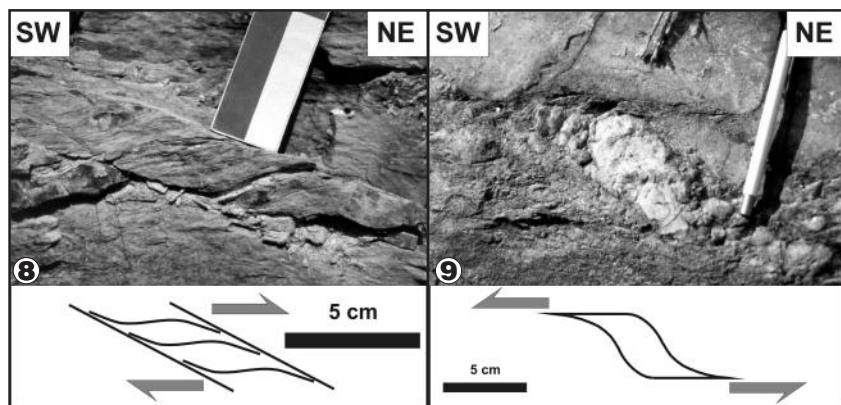


**Ryc. 7.** Orientacja foliacji  $S_3$  oraz lineacji  $L_3$  w skałach warstw z Jęglowej. Dolna półkula siatki Schmidta. Izolinie co 2,5% na 1% powierzchni, a — foliacja  $S_3$  na obszarze pomiędzy Nowolesiem i Skalicami (348 pomiarów), b — lineacja  $L_3$  w okolicy Kuropatnika i Jęglowej (127 pomiarów), c — lineacja  $L_3$  na obszarze pomiędzy Nowolesiem i Skalicami (47 pomiarów)

**Fig. 7.** Attitude of  $S_3$  foliation and  $L_3$  lineation in the Jęglowa beds. Schmidt net, lower hemisphere, contours per 1% area at every 2.5%, a —  $S_3$  foliation in the area between Nowolesie and Skalice (348 measurements), b —  $L_3$  lineation in the vicinity of Kuropatnik and Jęglowa (127 measurements), c —  $L_3$  lineation in the area between Nowolesie and Skalice (47 measurements)

skopowe fałdy  $F_2$  o południkowej orientacji osi i subhoryzontalnych powierzchni osiowych lub w drobne krenulacje (ryc. 4 i 5). Równoległe do powierzchni osiowych fałdów  $F_2$  rozwinęła się tam foliacja  $S_2$  wykształcona jako powierzchnie kliważu. Bardziej zaawansowany rozwój foliacji  $S_2$  dokumentują odsłonięcia w okolicach Jęglowej i Kuropatnika, w których najczęściej jedynym reliktem foliacji  $S_1$  są sigmoidalnie zakrzywione smugi

wrostków w biotycie oraz powierzchnie  $S_1$  w mikrolitonach pomiędzy powierzchniami foliacji  $S_2$  (ryc. 3). W północnej części Wzgórz Strzebińskich foliację  $S_2$  wyznacza równoległe ułożenie naprzemianległych laminy łuszczkowych i kwarcowych. Natomiast w środkowej części krystaliniku (w okolicy Romanowa) foliacja  $S_2$  jest wyrażona przez wąskie do 0,5 mm grubości laminy zbudowane z syllimanitu oraz jasnego i ciemnego łuszczyku. Powierzchnie  $S_2$  w północnej części krystaliniku wykazują stały, w przybliżeniu równoleżnikowy bieg i zapadają generalnie ku N lub NNE pod niewielkimi kątami. Natomiast w okolicach Romanowa foliacja  $S_2$  ma również stałą orientację i zapada generalnie ku E pod kątami rzędu  $40^\circ$  (ryc. 6). Obserwowane struktury deformacyjne (kliważ krenulacyjny oraz fałdy)

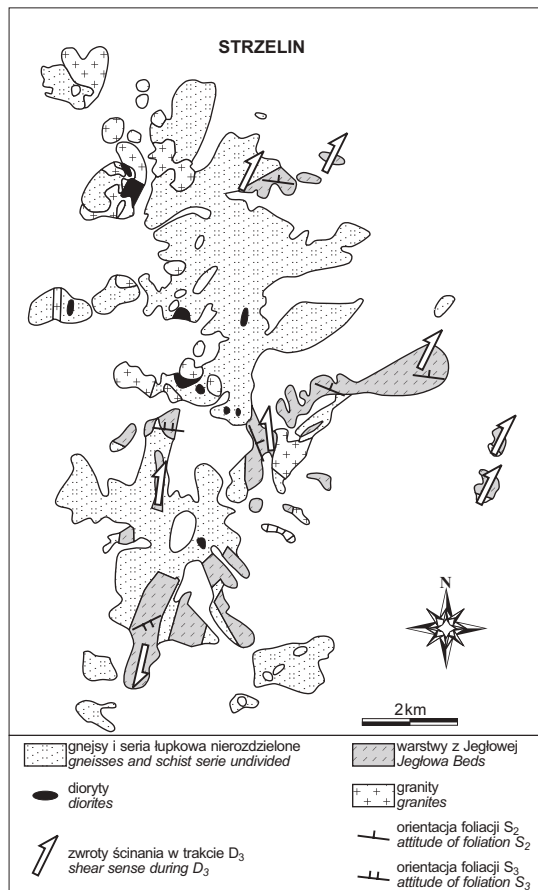


**Ryc. 8.** Ekstensyjny kliważ krenulacyjny. Zwrot ścinania góra-ku-NE. Kamieniołom kwarcytów w Jęglowej

**Fig. 8.** Extensional crenulation cleavage. Sense of shear top-to-NE. Quartzite quarry in the vicinity of the Jęglowa

**Ryc. 9.** Segregacja kwarcowa z asymetrycznymi cieniami ciśnień typu  $\sigma$ . Zwrot ścinania góra-ku-SSW. Okolice Skalice

**Fig. 9.** Quartz segregation with asymmetric pressure shadows of type  $\sigma$ . Sense of shear top-to-SSW. Vicinity of Skalice



Ryc. 10. Zwroty ścinania podczas etapu  $D_3$  zarejestrowane przez skały warstw z Jęglowej

Fig. 10. Shear sense during the  $D_3$  recorded by the Jęglowa bed

dowodzą, że podczas etapu  $D_2$  skały północnej i środkowej części badanego obszaru poddane były deformacji o charakterze koaksjalnego spłaszczenia. Z przecięcia powierzchni  $S_1$  i  $S_2$  powstała lineacja intersekcyjna  $L_2$ . Równoległe do niej przebiega lineacja mineralna  $L_2$  wyznaczona przez równoległe ułożenie blaszek serycytu. Lineacja  $L_2$  ma w przybliżeniu stałą orientację i zapada pod niewielkimi kątami rzędu  $5-10^\circ$  ku N (ryc. 6). W południowej części krystaliniku (w pasie wschodni Nowolesie-Skalice) struktury deformacyjne etapu  $D_2$  są zatarte przez statyczną rekrytalizację kwarcu, który tworzy tam powszechnie ziarna o poligonalnych granicach.

### Zespół struktur deformacyjnych $D_3$

Podczas deformacji  $D_3$  w południowej części badanego obszaru powstały nowe powierzchnie  $S_3$ , podczas gdy w części środkowej (okolice Romanowa) i północnej (okolice Kuropatnika oraz Jęglowej) doszło jedynie do reaktywowania starszej foliacji  $S_2$ . W kwarcytach z południowej części krystaliniku powstanie nowej foliacji  $S_3$  poprzedziła statyczna rekrytalizacja kwarcu, która zatarała starsze struktury deformacyjne. Foliacja  $S_3$  ma tam charakter wąskich (od jednego do kilkunastu milimetrów miąższości) anastomozujących stref ścinania, w których powszechnie występuje syllimanit. W strefach tych ziarna mineralne są bardzo mocno spłaszczone i wydłużone. Foliacja  $S_3$  w południowej części krystaliniku, w okolicach Nowolesia zapada ku N, podczas gdy w okolicach Skalic ma upad ku S

(ryc. 7). Orientacja powierzchni foliacji ( $S_3$  oraz  $S_2$ ) na całym obszarze krystaliniku Wzgórz Strzelińskich wyznacza kopułę o skrzydłach zapadających generalnie ku N i S. Jednocześnie z rozwojem powierzchni  $S_3$  na całym obszarze krystaliniku rozwinęła się lineacja mineralna wydłużonych ziarn i agregatów kwarcowych  $L_3$ . W jego północnej części lineacja  $L_3$  zanurza się pod niewielkimi kątami ku NE. W okolicach Romanowa ma ona łagodne nachylenie ku NNW, podczas gdy między Nowolesiem i Skalicami zanurza się ku S lub N (ryc. 7). Fałdy  $F_3$ , powstałe podczas etapu  $D_3$ , mają osie równoległe do lineacji  $L_3$ . Na przekrojach prostopadłych do foliacji  $S_2$  (w północnej części krystaliniku) oraz  $S_3$  (w południowej części badanego obszaru) i równoległych do lineacji  $L_3$  są widoczne struktury typu S-C, ekstensyjny kliwaz krenulacyjny oraz porfiroklasty typu  $\sigma$  (ryc. 8 i 9). Asymetria wspomnianych struktur wskazuje na przemieszczenia o kinematyce uskoku normalnego ze zwrotem góra-ku-NE lub góra-ku-N na północnym skłonie kopuły oraz góra-ku-S na jej południowym skłonie (ryc. 10).

### Analiza diagramów orientacji osi c kwarcu

Diagramy osi c kwarcu wykonane z większości próbek kwarcytów pochodzących z północnej części krystaliniku wykazują rozrzut osi c wzdłuż kół małych rozwiniętych wokół normalnej do powierzchni foliacji lub wzdłuż krzyżujących się pasów I typu (ryc. 11). Jest to efekt deformacji koaksjalnej odpowiednio o charakterze spłaszczenia jednoosiowego oraz odkształcenia płaszczyznowego (Lister, 1977; Price, 1985; Schmid & Casey, 1986). W kilku przypadkach otrzymano diagramy z pojedynczym pasem osi c nachylonym do foliacji. Asymetria rozrzutu osi c na tych diagramach jest wynikiem prostego ścinania (Behrmann i Platt, 1982; Bouchez i in., 1983; Platt & Behrmann, 1986; Price, 1985; Schmid & Casey, 1986) o zwrocie góra-ku-NE. Taką właśnie kinematyką charakteryzuje się deformacja  $D_3$ .

Z większości próbek pochodzących z południowej części krystaliniku oraz z trzech próbek pochodzących z części północnej otrzymano diagramy osi c z rozwiniętym pojedynczym, szczelinowym pasem rozrzutu bądź z II typem krzyżujących się pasów (ryc. 11). Taki obraz jest charakterystyczny dla deformacji koaksjalnej zachodzącej w warunkach rozciągania jednoosiowego bądź w polu ogólnego rozciągania (Price, 1985; Schmid & Casey, 1986).

Można przypuszczać, że rozrzut osi c kwarcu w skałach warstw z Jęglowej rejestruje superpozycję koaksjalnego spłaszczenia i rozciągania, odpowiednio w północnej i południowej części badanego obszaru oraz deformacji niekoaksjalnej o charakterze prostego ścinania (ryc. 12).

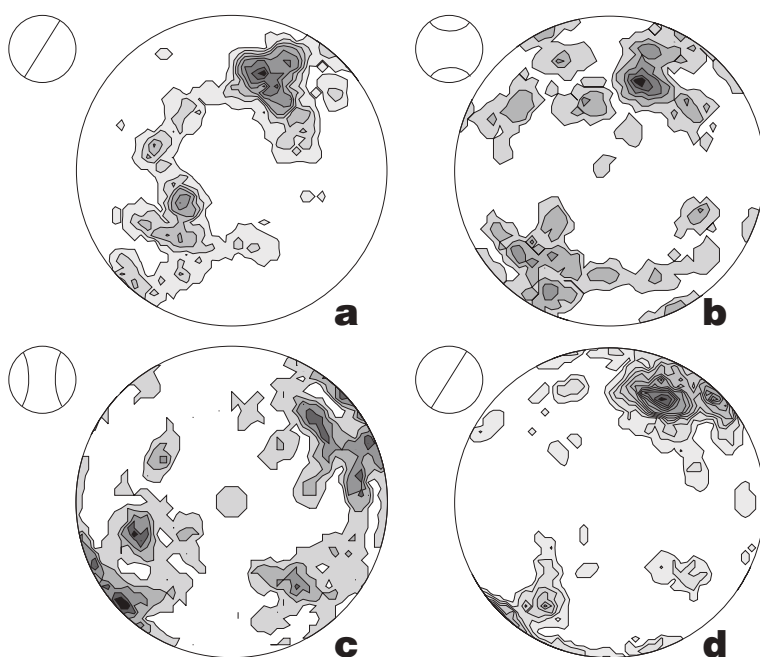
### Dyskusja

Powyższe dane strukturalne pozwalają na nową interpretację tektonicznej ewolucji skał krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (ryc. 13). Etap  $D_1$  reprezentuje prawdopodobnie deformację związaną z nasuwaniem płaszczowin w strefie kontaktu Sudetów wschodnich i zachodnich. Ponieważ lineacja z rozciągania związana z etapem  $D_1$  nie jest widoczna w skałach krystaliniku Wzgórz Strzelińskich, dlatego kierunek nasuwania płaszczowin pozostaje nieznan. Biorąc pod uwagę dostępne dane pochodzące z obszaru wschodniej części bloku przedsudeckiego oraz ze strefy

morawsko-śląskiej, nasuwanie płaszczowin podczas etapu  $D_1$  miało kinematykę góra-ku-NE (Matte i in., 1990; Schulmann i in., 1991; Schulmann i in., 1995; Schulmann & Gayer, 2000) lub góra-ku-E (Suess, 1912). Następny etap  $D_2$  jest zapisem fałdowania i związanej z nim deformacji koaksjalnej. Potwierdza to analiza diagramów osi c kwarcu, które zarejestrowały deformację koaksjalną w polu ogólnego spłaszczenia. W efekcie tej deformacji powstały fałdy  $F_2$  o osiach zorientowanych N-S i subhoryzontalnych powierzchniach osiowych oraz kliważ krenulacyjny i foliacja  $S_2$ . Orientacja kliważy  $S_2$  nachylonego mniej stromo niż foliacja  $S_1$  dowodzi, że skały odsłaniające się na obszarze krystaliniku Wzgórz Strzelińskich, występują na krótszym skrzydle makrofałdy obalonego ku E. Końcowy etap  $D_3$  zachodził przypuszczalnie w polu regionalnej ekstensji. Doprowadził do powstania kopuły wydłużonej w kierunku E-W, niemal prostopadnie do przebiegu starszej lineacji i struktur fałdowych. Dominująca powierzchnia foliacji na

całym obszarze bloku przedsudeckiego na E od bloku Gór Sowich oraz strefy Niemczy wyznacza strukturę o charakterze kopuły. Deformacja  $D_3$  na obszarze krystaliniku Wzgórz Strzelińskich obejmuje dwie składowe: (1) koaksjalnego rozciągania związanego z wypiętrzaniem kopuły oraz (2) prostego ścinania towarzyszącego podatnemu ześlizgiwaniu serii skalnych na przeciwnych skłonach kopuły. Biorąc pod uwagę wzajemnie przeciwne zwroty ścinania na skłonach omawianej kopuły w trakcie deformacji  $D_3$  można przyjąć, że etap ten był efektem kolapsu ekstensyjnego skorupy kontynentalnej pogrubionej w trakcie pierwszych etapów deformacji. Formowaniu się kopuły towarzyszył w południowej części krystaliniku metamorfizm wysokotemperaturowy, w przedziale temperatur facji amfibolitowej, przebiegający przy niskich ciśnieniach nieprzekraczających 4 kb (Szczepański, 1999). Świadczy to o podwyższonym gradiencie geotermicznym, który prawdopodobnie był spowodowany licznymi intruzjami granitoidowymi. Wspomniane intruzje, makroskopowo praktycznie bezstrukturalne, wykazują więźbę magnetyczną równoległą do struktur deformacyjnych (foliacja  $S_2$  i  $S_3$  oraz lineacja  $L_3$ ) widocznych w skałach ich metamorficznej osłony (Szczepański i in., 2000). Oznacza to, że deformacja  $D_3$  była ostatnią podatną deformacją na badanym obszarze, a granitoidy stanowią zapis późnosyntektonicznego, w stosunku do  $D_3$ , magmatyzmu.

Sekwencja trzech etapów deformacji, podobna do stwierdzonej w warstwach z Jegłowej, została opisana w metamorfiku Niemczy-Kamieńca Żąbkowickiego (Mazur & Józefiak, 1999). Można zatem przypuszczać, że następstwo deformacji obserwowane w warstwach z Jegłowej jest charakterystyczne dla całej wschodniej części bloku przedsudeckiego. Deformacja  $D_3$  w warstwach z Jegłowej przypuszczalnie stanowi odpowiednik deformacji ekstensyjnej zarejestrowanej przez ortognejsy z Lipnik (Mazur i in., 1997) oraz łupki łyszczykowe metamorfiku Niemczy-Kamieńca (Mazur & Józefiak, 1999). Reprezentuje ona wydarzenia obejmujące swym zasięgiem również górską część Sudetów wschodnich. Efekty ekstensji o kierunku ENE-WSW zostały tam opisane przez Chába i in. (1994) oraz Schulmanna i Geyera (2000). Również Cymerman (1993b) wskazywał na ważną rolę ekstensji w formowaniu granicy wschodnich i zachodnich Sudetów. Jednak krystalinik Wzgórz Strzelińskich jest jedynym wśród wymienionych powyżej obszarów, na którym kolaps ekstensyjny ma w większości kinematykę góra-ku-NE. Dostarcza zatem dowodu na rozbieżną wergencję kolapsu w południowej i północnej części strefy granicznej Sudetów wschodnich i zachodnich. Granicę obu domen o odmiennej kinematyce deformacji  $D_3$  stanowi oś kopuły powstałej na obszarze krystaliniku Wzgórz Strzelińskich, a opisanej uprzednio przez Oberca (1966) jako elewacja Przeworna. Ponadto dostępne informacje pochodzące z całego obszaru wschodniej części

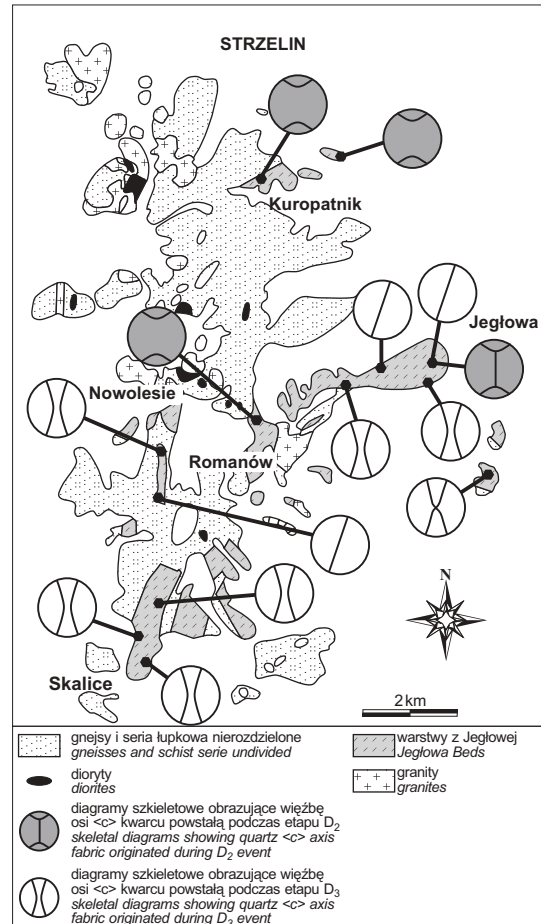


**Ryc. 11.** Reprezentatywne przykłady rozrzutu osi c kwarcu w skałach warstw z Jegłowej. Diagramy konturowe, półkula dolna, a — północna część krystaliniku, 216 pomiarów, b — północna część krystaliniku, 201 pomiarów, c — południowa część krystaliniku, 200 pomiarów, d — południowa część krystaliniku, 140 pomiarów. Linie konturowe co 1%. Diagramy zostały wykonane z przekrojów prostopadłych do foliacji  $S_2$  i  $S_3$  oraz równoległych do lineacji  $L_3$ . Powierzchnia diagramów odpowiada przekrojowi XZ elipsoidy deformacji. Orientacja foliacji jest zgodna z płaszczyzną poziomą, prostopadłą do rysunku. Lineacja (zgodna osią X elipsoidy) jest pozioma, równoległa do rysunku. Po lewej stronie każdego diagramu przedstawiony jest schemat szkieletowy obrazujący typ rozrzutu osi c kwarcu w zbadanych próbkach

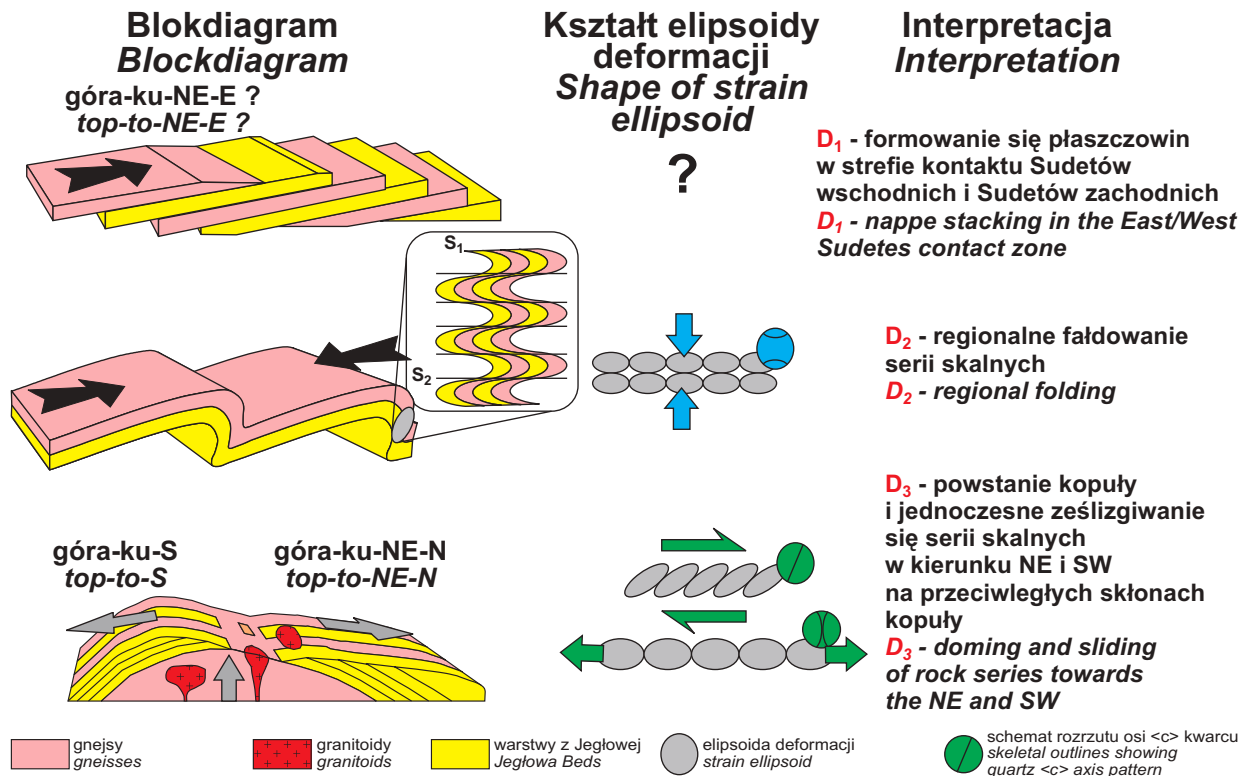
**Fig. 11.** Representative examples of c-axis patterns in the Jegłowa beds. Contour diagrams, lower hemisphere, a — northern part of the massif, 216 measurements, b — northern part of the massif, 201 measurements, c — southern part of the massif, 200 measurements, d — southern part of the massif, 140 measurements. Contours at every 1%. Diagrams were done from sections perpendicular to  $S_2$  and  $S_3$  foliation and parallel to  $L_3$  stretching lineation. Diagrams are in plane of XZ section of strain ellipsoid. Attitude of foliation corresponds to a horizontal plane perpendicular to the picture. Lineation (parallel to X axis of strain ellipsoid) is horizontal, parallel to the picture. Skeletal outlines showing type of c-axis pattern are placed in the upper left part of each diagram

bloku przedsudeckiego dowodzą, że podczas ostatniego etapu deformacji ( $D_3$ ) grawitacyjne zsuwanie mas skalnych następowało ku NE (N części krystaliniku Wzgórz Strzelińskich), ku SSW (S część krystaliniku Wzgórz Strzelińskich), ku SW (metamorfik Niemczy–Kamieńca oraz metamorfik Doboszowic) oraz ku W (gnejsy z Lipnik) (Mazur & Puziewicz, 1995; Mazur i in., 1997; Mazur & Józefiak, 1999). Oznacza to, że na obszarze E części bloku przedsudeckiego obserwujemy radialne, charakterystyczne dla kopuły, kierunki transportu tektonicznego.

Inny punkt widzenia na historię deformacji wschodniej części bloku przedsudeckiego prezentują Dziedzicowa (1985, 1987), Cymerman i Piasecki (1994), Achramowicz (1994), Achramowicz i in. (1997) oraz Nowak (1998). Dziedzicowa (1985, 1987) wyróżniła trzy etapy deformacji podatnej. Podczas etapu  $D_1$  rozwinęła się prawie pionowa foliacja  $S_1$ . Następnie została ona sfaldowana w fałdy  $F_2$  o subhoryzontalnych powierzchniach osiowych ( $D_2$ ). Przyczyną pionowego skracania w etapie  $D_2$  były według autorki intrudujące magmy granitoidowe Strzelina i ulowej. Podczas ostatniego etapu  $D_3$  powstały fałdy similarne o prawie pionowych powierzchniach osiowych. Zdaniem Cymermana i Piaseckiego (1994) deformacja i metamorfizm na obszarze wschodniej części bloku przedsudeckiego są niemal wyłącznie efektem nasuwania płaszczowin ku NNE. Natomiast Achramowicz (1994) oraz Achramowicz i in. (1997) opisują w skałach tego rejonu cztery etapy deformacji. Według ich interpretacji w trakcie etapu  $D_1$  doszło do transportu mas skalnych ku SSW. Następnie powstały pogoje, zrzutowe strefy ścinania o kinematyce przemieszczeń góra-ku-SW, prowadzące do zmniejszenia grubości skorupy kontynentalnej ( $D_2$ ). Etap  $D_3$  wiązał się z nasuwaniem kompleksów skalnych ku NE w reżimie prawoskrętnej transpresji. Ostatni etap deformacji ( $D_4$ ) obejmował przemieszczenia o kinematyce góra-ku-SW



Ryc. 12. Mapa więzby osi c kwarcu w obrębie warstw z Jegłowej  
Fig. 12. Map of quartz c axis fabrics in the Jegłowa beds



Ryc. 13. Blokdiagram przedstawiający schemat ewolucji tektonicznej skał warstw z Jegłowej w krystaliniku Wzgórz Strzelińskich  
Fig. 13. Blockdiagram showing scheme of tectonic evolution of the Jegłowa beds in the Strzelin crystalline massif

interpretowane jak efekt późnowaryscyjskiej ekstensji. Podobna historia deformacji została przedstawiona przez Nowak (1998). Jej zdaniem najwcześniejsze struktury  $D_1$  są wynikiem nasuwania płaszczowin ku SSW. W trakcie następującej później ekshumacji kompleksów skalnych doszło do powstania niskokątowych stref ścinania ( $D_2$ ). Deformacja ta była zdaniem autorki równoczesna z intruzjami granitoidów Strzelina oraz ulowej. Dalsza ekshumacja kompleksów skalnych była efektem prawoskrętnej transpresji oraz nasuwania mas skalnych ku NE. Późnoorogeniczna ekstensja ( $D_4$ ) doprowadziła do powstania niskokątowych, zrzutowych stref ścinania o kinematyce przemieszczeń góra-ku-WSW.

Model zaproponowany przez Cymermana i Piaseckiego (1994) wydaje się być znacznym uproszczeniem biorąc pod uwagę szereg generacji struktur deformacyjnych zapisanych w skałach badanego obszaru. Natomiast historia deformacji przedstawiona przez Dziedzicową (1985, 1987), Achramowicza (1994), Achramowicza i in. (1997) oraz Nowak (1998) zakłada, że po intruzji granitoidów okolic Strzelina i ulowej doszło jeszcze do co najmniej jednego etapu deformacji podatnej. Takiemu pogładowi przeczą wyniki badań anizotropii podatności magnetycznej (AMS) granitoidów wschodniej części bloku przedsudeckiego. Dowodzą one, że skały te są późnosyntektonicznymi intruzjami, które datują schyłkową fazę ostatniej podatnej deformacji na badanym obszarze (Szczepański i in., 2000). Gdyby przyjąć, że skały krystaliniku Wzgórz Strzelińskich doznały już po intruzji granitoidów jedynie strefowo zlokalizowanej deformacji podatnej to prawdopodobnie właśnie w granitoidach, skałach jeszcze gorących a zatem bardziej podatnych na odkształcenie, deformacja taka zostałaby zapisana. Ponadto dyskutowane modele nie tłumaczą rozbieżnych zwrotów ścinania zapisanych podczas ostatniego etapu deformacji w skałach wschodniej części bloku przedsudeckiego.

### Wnioski

W kompleksie skał krystalicznych odsłaniających się na obszarze krystaliniku Wzgórz Strzelińskich zaobserwowano sekwencję trzech generacji struktur deformacyjnych. W efekcie deformacji  $D_1$  doszło do uformowania i nasunięcia się ku NE lub E płaszczowin. W konsekwencji w opisywanych kwarcytach rozwinęła się foliacja  $S_1$ . Kolejny etap ( $D_2$ ) stanowi zapis regionalnego fałdowania i zestromienia foliacji  $S_1$ . W powierzchniach osiowych powstałych w ten sposób fałdów  $F_2$  rozwinęła się nowa struktura planarna  $S_2$  zorientowana bardziej położej niż powierzchnia  $S_1$ . Dowodzi to, że obszar występowania skał krystaliniku Wzgórz Strzelińskich stanowi strome skrzydło wergentnego ku E makrofałdu  $F_2$ . W ostatnim etapie deformacji ( $D_3$ ) w południowej części krystaliniku rozwinęła się foliacja  $S_3$  oraz lineacja mineralna z rozciągania  $L_3$ . Jednocześnie uformowała się kopuła tektoniczna. W schyłkowym stadium formowania się kopuły doszło do intruzji granitoidów.

Autor jest wdzięczny Stanisławowi Mazurowi za krytyczny komentarz i cenne dyskusje nad wczesną wersją pracy. Ponadto autor wyraża swoją wdzięczność Zbigniewowi Cymermanowi oraz Anonimowemu Recenzentowi za wiele trafnych uwag, które przyczyniły się do ulepszenia tekstu. Przedstawione wyniki badań zostały uzyskane w ramach projektu badawczego nr 2022/W/ING/00-42.

### Literatura

- ACHRAMOWICZ S. 1994 — Rekonstrukcja paleonaprężeń związanych z intruzją hercyńskich granitoidów masywu Strzelina na podstawie analizy struktur dylatacyjnego odkształcenia odśrodkowego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63: 265–332.
- ACHRAMOWICZ S., MUSZYŃSKI A. & SCHLIESTEDT M. 1997 — Analiza ewolucji metamorficznej i strukturalnej w strefie granicznej Sudetów zachodnich i wschodnich — profil W–E Braszowice–Lipniki. *Pol. Tow. Min. Pr. Spec.*, 9: 55–58.
- BEDERKE E. 1931 — Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. *Zentbl. Min. Geol. Paläont.*, B: 349–408.
- BEHRAMANN J.H., PLATT J.P. 1982 — Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics. *Earth Planet. Sc. Letters*, 59: 208–215.
- BOUCHEZ J.L., LISTER G.S. & NICOLAS A. 1983 — Fabric asymmetry and shear sense in movement zones. *Geol. Rundsch.*, 72: 401–419.
- CHÁB J., MIXA P., VANECEK M. & ÁČEK V. 1994 — Evidence of an extensional tectonics in the NW of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian Massif, Central Europe). *Věstn. Česk. Geol. Úst.*, 63: 7–15.
- CHMURA K. 1967 — Rozwój litologiczny jęglowskiej serii kwarcytowej. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 37: 301–338.
- CLOOS H. 1922 — Die gebirgsbau Schlesien und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M. 1994 — The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. *Kwart. Geol.*, 38: 191–210.
- CYMERMAN Z. 1993a — Jednostki tektoniczne metamorfiku strzelińskiego w świetle nowej analizy strukturalnej (Dolny Śląsk). *Prz. Geol.*, 41: 421–427.
- CYMERMAN Z. 1993b — Czy w Sudetach istnieje nasunięcie ramzowskie. *Prz. Geol.*, 41: 700–705.
- DZIEDZICOWA H. 1985 — Rozwój strukturalny i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów Gór Sowich. *Pr. Min.-Geol. Acta Univ. Wr.*, Pr. Geol. Miner., 10: 221–247.
- DZIEDZICOWA H. 1987 — Variscan rejuvenation of the Precambrian gneisses along the eastern margin of the Góry Sowie Massif, Fore-Sudetic Block. *Krystalinikum*, 18: 7–27.
- DZIEMIAŃCZUK K. & WOJNAR B. 1984 — Mineralizacja tytanomagnetytowa i ilmenitowo-hemetytowa w rozwoju metamorficzno-strukturalnym kompleksu łupkowo-kwarcytowego południowej części masywu Strzelina. *Geol. Sud.*, 18: 79–105.
- LISTER G.S. 1977 — Discussion: crossed-girdle c-axis fabrics in quartzites plastically deformed by plane strain and progressive simple shear. *Tectonophysics*, 39: 51–54.
- MATTE Ph., MALUSKI H., RAJLICH P. & FRANKE W. 1990 — Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 151–170.
- MAZUR S. & JÓZEFIAK D. 1999 — Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from the vicinities of Kamieniec Żąbkowski, Sudetic Foreland, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 69: 1–26.
- MAZUR S. & PUZIEWICZ J. 1995 — Deformacja i metamorfizm serii skalnych na wschód od bloku sowiogórskiego — nowe dane i interpretacja. *Prz. Geol.*, 43: 786–793.
- MAZUR S., PUZIEWICZ J. & SZCZEPAŃSKI J. 1997 — Zdeformowane granity z Lipnik na bloku przedsudeckim: zapis waryscyjskiej ekstensji w strefie granicznej zachodnich i wschodnich Sudetów. *Prz. Geol.*, 45: 290–294.
- MEISTER E. & FISCHER G. 1935 — Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000. Blatt Schweidnitz. *Preus. Geol. Landesanst.*
- NOWAK I. 1998 — Polyphase exhumation of eclogite-bearing high-pressure mica schists from the Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Geol. Sud.*, 31: 3–32.
- OBERC J. 1966 — Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich, Dolny Śląsk. *Studia Geol. Pol.*, 20: 9–187.
- OBERC J. 1968 — Granica między strukturą zachodnio- i wschodniosudecką. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 38: 203–217.
- OBERC J., OBERC-DZIEDZIC T. & KLIMAS-AUGUST K. 1988 — Mapa geologiczna Wzgórz Strzelińskich w skali 1 : 25 000. *Arch. Inst. Nauk Geol. UWrocł.*, Przedsięb. Geol. Wrocław.
- OBERC-DZIEDZIC T. 1995 — Problematyka badań serii metamorficznych Wzgórz Strzelińskich w świetle analizy materiału wiertniczego. *Acta. Univ. Wratis. Pr. Geol.-Min.*, 50: 77–103.
- OBERC-DZIEDZIC T. 1999 — The metamorphic and structural development of gneisses and older schist series in the Strzelin crystalline massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Min. Soc. Pol. Spec. Pap.*, 14: 10–21.
- OBERC-DZIEDZIC T., PIN C., DUTHOU J.L. & COUTURIE J.P. 1996 — Age and origin of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, Poland): 87Rb/86Sr data. *N. Jb. Miner., Abh.*, 171: 187–198.



- OBERC-DZIEDZIC T. & SZCZEPAŃSKI J. 1995 — Geologia krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. *Ann. Soc. Geol. Pol. Wyd. Spec.*, 66: 111–126.
- OLIVER G.J.H., CORFU F. & KROGH T.E. 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *Jour. Geol. Soc.*, 150: 355–369.
- PLATT J.P. & BEHRMANN J.H. 1986 — Structures and fabrics in crustal-scale shear zone, Beltic Cordillera, SE Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 8: 15–33.
- PRICE G.P. 1985 — Preferred orientations in quartzites. [W:] Preferred orientation in deformed metals and rocks. An introduction to modern texture analysis. Academic Press Inc.: 385–484.
- PUZIEWICZ J., MAZUR S. & PAPIEWSKA C. 1999 — Petrografia i geneza paragnejsów dwuluzycznykowych metamorfiku Doboszowic (Dolny Śląsk) i towarzyszących im amfibolitów. *Arch. Min.*, 52: 35–70.
- SCHMID S.M. & CASEY M. 1986 — Complete fabric analysis of commonly observed quartz c-axis patterns. [W:] Hobs B.E. & Heard H.C. (eds.), Mineral and rock deformation: Laboratory studies — The Paterson volume. *Amer. Geoph. Union. Geoph. Mon.*, 36: 263–286.
- SCHULMANN K. & GEYER R. 2000 — A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *J. Geol. Soc., London*, 157: 401–416.
- SCHULMANN K., GEYER R. & CHÁB J. 1995 — Silesian domain. Thermal and Mechanical Interactions in Deep Seated Rocks, Excursion Guide, 1–4.10.1995, Czech Republic.
- SCHULMANN K., LEDRU P., AUTRAN A., LARDEAUX J.M., URBAN M. & LOBKOWICZ M. 1991 — Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: A kinematic interpretation. *Geol. Rundsch.*, 80: 73–92.
- SKÁČEL J. 1989 — Hranice Lugica a Silezika (středních a východních Sudet). *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol. Miner.*, 17: 45–55.
- SUESS F.E. 1912 — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. *Denkschr. kk Akad. Wiss. Math.-Naturwiss., Kl. 83*: 541–631.
- SUESS F.E. 1926 — Instrusionatektonik und Wandertektonik im varstischen Gebirge. *Borntraeger, Berlin*: 1–268.
- SZCZEPAŃSKI J. 1999 — Mikrostrukturalna i petrologiczna charakterystyka warstw z Jęglowej w krystaliniku Wzgórz Strzebińskich. *Bibl. Inst. Nauk Geol. UWrocław*.
- SZCZEPAŃSKI J., MAZUR S. & WERNER T. 2000 — Preliminary data on the AMS fabric in crystalline rocks from the West/East Sudetes contact zone in the Fore-Sudetic Block — structural implications. *Geolines*, 10: 72–74.
- WOJNAR B. 1995 — Analiza teksturalna i petrologia skał metamorficznych południowej części masywu strzebińskiego. *Pr. Geol. Min.*, 66.
- WÓJCIK L. 1974 — Budowa geologiczna masywu strzebińskiego w okolicach Strzelina. *Biul. Inst. Geol.*, 279: 5–58.