

## Mikrowięzba kwarcu — ostrożnie w interpretacjach

Zbigniew Cymerman\*

Od czasu opublikowania w 1925 r. pierwszego diagramu orientacji osi kwarcu *c* przez Schmidta w literaturze światowej pojawiła się — zwłaszcza w ostatnich kilkunastu latach — ogromna ilość prac o uporządkowanej przestrzennie, krystalograficznej orientacji kwarcu. Nowego impulsu badania uporządkowanej orientacji kwarcu nabrały szczególnie po opublikowaniu modeli teoretycznych rozwoju więzby kwarcu przez Listera i jego współpracowników (np. Lister i in., 1978; Lister & Paterson, 1979) oraz Etchecopara (np. Etchecopar, 1977; Etchecopar & Vasseur, 1987), a także po wynikach licznych eksperymentów (np. Tullis i in., 1973; Twiss, 1976). Prace te, jak i wiele innych tutaj nie wymienionych, otworzyły nowe możliwości zastosowania więzby kwarcu między innymi w (1) analizie symetrii odkształcenia, (2) określaniu paleonaprężeń, (3) rozpoznawaniu mechanizmów deformacji, (4) definiowaniu aktywnych systemów poślizgu, czy też (5) jako jednego ze wskaźników zwrotu ścinania w podatnych strefach ścinań. O możliwości zastosowania diagramów orientacji osi kwarcu *c* jako jednego ze wskaźników zwrotu ścinania pisałem na łamach *Przeglądu Geologicznego* prawie już dziesięć lat temu (Cymerman, 1989). Dlatego też z ogromnym zainteresowaniem przeczytałem w najnowszym numerze *Przeglądu Geologicznego* artykuł Wojciecha Czaplńskiego o więzbie kwarcu, mechanizmach jej powstania, zastosowaniu w określaniu geometrii, kinematyki i temperatury deformacji oraz o ograniczeniach w użyciu metody analizy więzby kwarcu.

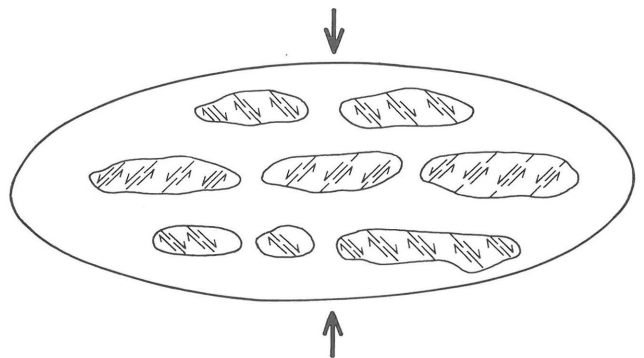
Przeglądowy i metodyczny artykuł Czaplńskiego powstał w wyniku studium bardzo bogatej, specjalistycznej literatury przedmiotu. Ze względu na ograniczoną objętość artykułów zamieszczanych w *Przeglądzie Geologicznym* omawiana praca zawiera jedynie podstawowe informacje na temat więzby kwarcu. Dlatego też pewnym zaskoczeniem jest ostatni rozdział przynoszący dwa przykłady zastosowania analizy orientacji osi *c* kwarcu z obszaru Dolnego Śląska. Rozdział ten zajmuje prawie 1/4 objętości tej skądinąd wartościowej publikacji. W ten sposób zabrakło miejsca na poruszenie — między innymi — zagadnień związanych ze (1) stałością orientacji systemów poślizgu w deformowanych kwarcach, (2) znaczenia kinematycznego zmienności orientacji osi *c* kwarcu, czy też (3) nowych możliwości technicznych analizy więzby kwarcu z wykorzystaniem komputerów. Przykładem może być metoda CIP (ang. *computer-integrated polarization microscopy*), dzięki której otrzymuje się diagramy orientacji osi *c* kwarcu bez użycia stolika uniwersalnego (Heilbronner & Pauli, 1993).

Czaplński (1997) podał dwa przykłady zastosowania więzby kwarcu, ściślej diagramów orientacji osi *c* kwarcu z Dolnego Śląska. Autor ten zamieścił tylko jeden, własny, konturowy diagram orientacji osi *c* kwarcu oraz cztery, opublikowane przed laty (Żelaźniewicz, 1988, 1991) diagramy punktowe orientacji osi *c* kwarcu z obszaru jednej z największych jednostek geologicznych w Sudetach — z kopuły orlicko-śnieżnickiej. Przykłady te prowadzą do implikacji regionalnych, czego Czaplński zdaje się nie do-

strzegać, chociaż w ostatnim zdaniu swojego artykułu stwierdził, że „wniosków regionalnych nie powinno opierać się na analizie pojedynczych diagramów” (s. 731). Niestety, autor ten wpadł we własne sidła.

Pierwszy przykład pochodzi z dość szerokiego i słabo odkrytego obszaru pomiędzy strefą Niemczy a metamorfikiem strzebińskim. Z obszaru tego wybrano izolowane odsłonięcie gnejsów mylonitycznych z okolic Henrykowa. Wcześniej Czaplński (1996) pisząc o gnejsach mylonitycznych metamorfiku Strzelina–Kamieńca Ząbkowickiego stwierdził, że charakteryzują się one „diagramami złożonymi dla których w większości przypadków jednoznaczna interpretacja nie jest możliwa” (s. 28). Autor ten charakteryzując diagram orientacji osi *c* kwarcu wskazuje, że jest on wynikiem ścinania ogólnego płaszczynowego lub spłaszczenia, czyli koaksjalnego mechanizmu deformacji. Jak więc powiązać jednoznaczne mezo- i mikroskopowe wskaźniki kinematyczne o przemieszczaniu „góra” ku W z deformacją koaksjalną? Moje, niepublikowane dane strukturalno-kinematyczne z tego odsłonięcia nie są tak jednoznaczne, jak to podaje Czaplński (przemieszczenia „góra” ku W). Lineacja ziarna mineralnego nachylona jest tam pod małymi kątami ku SW na powierzchniach foliacji zapadających pod umiarkowanymi kątami na ogół ku W. Mezoskopowe wskaźniki z większości domen wskazują na zwrot przemieszczeń góra ku NE. Dlatego też chlorytowe gnejsy mylonityczne z okolic Henrykowa na południu Wzgórz Lipowych powinny być — ze względów strukturalnych — zaliczone do metamorfiku strzebińskiego, dla którego jest charakterystyczny reżim prawoskrętnej transpresji. Szczepański (1995) z kwarcytów Jegłowej (metamorfik strzebiński) przedstawił diagramy orientacji osi *c* kwarcu, gdzie obok układu asymetrycznych pasów otrzymał także bardziej złożone diagramy. W kwarcytach tych dominuje przemieszczanie „góra” ku NNE i NE, podobnie jak na obszarze Wzgórz Lipowych.

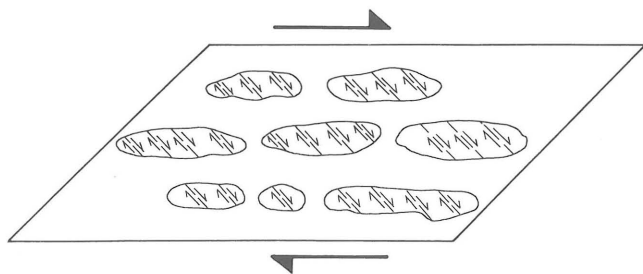
W warunkach transpresji dochodzi do współdziałania ścinania prostego (rotacyjnego) i czystego (nierotacyjnego),



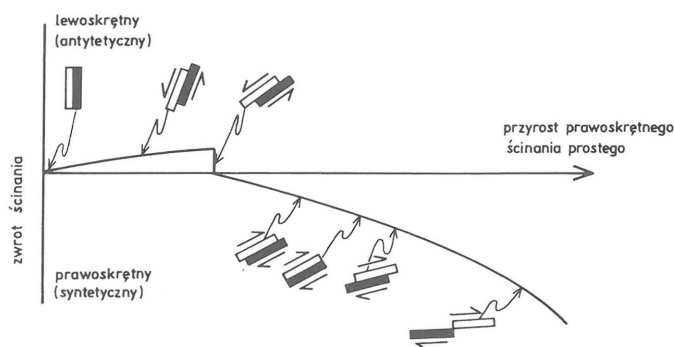
**Ryc. 1.** Schemat przedstawiający zmienne kierunki i zwroty poślizgu intragranularnego w poszczególnych domenach kwarcowych podczas ścinania czystego (spłaszczenia). Zasadnicze odkształcenie osiągnięte jest zarówno poprzez poślizgi prawo- i lewoskrętne w sąsiednich domenach. Powierzchnia foliacji jest zorientowana horyzontalnie

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław

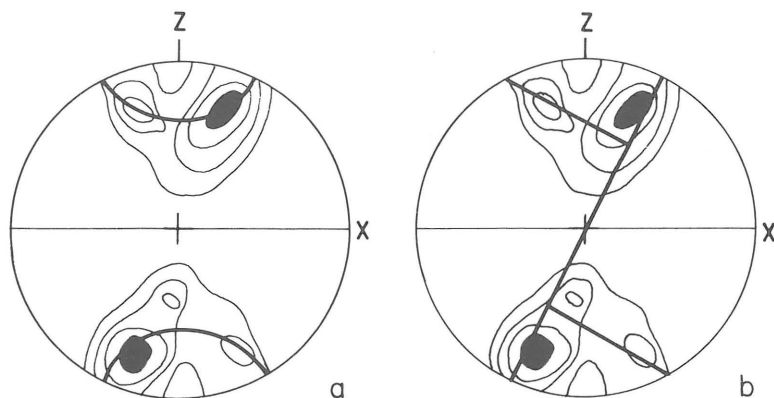
co może być wyrażone porozdzielaniem deformacji na domeny zdominowane przez procesy ścinania prostego oraz na domeny ze strukturami powstałymi podczas ścinania czystego, o czym sygnalizowałem przed laty (Cymerman, 1988).



**Ryc. 2.** Schemat przedstawiający stałe kierunki i zwroty poślizgu w indywidualnych domenach kwarcowych podczas ścinania prostego (odkształcenie rotacyjne). Główne odkształcenie wynika tutaj z poślizgu prawoskrętnego w kompetentnych domenach kwarcowych, natomiast do koncentracja ścinania prostego doszło w domenach ubogich w kwarc. Powierzchnia foliacji — horyzontalna



**Ryc. 3.** Schemat zależności pomiędzy przyrostem odkształcenia ze ścinania a intragranularnymi przemieszczeniami w stylu domino. Przy niskiej wartości odkształcenia ze ścinania i (lub) podczas początków przyrostu takiej deformacji w domenach kwarcowych dochodzi do antytetycznych (lewoskrętnych) przemieszczeń względem głównego zwrotu ścinania przy jednoczesnej syntetycznej rotacji takich domen. Ze wzrostem wartości ścinania prostego — podczas przyrostów deformacji — powierzchnie poślizgu intragranularnego zostają coraz bardziej zrotowane do powierzchni ścinania głównego, a przemieszczenia antytetyczne zostają zastąpione przez przemieszczenia syntetyczne



**Ryc. 4.** Odmiennie interpretacje takiego samego, hipotetycznego obrazu diagramu konturowego orientacji osi *c* kwarcu; a — jako pasy małych kół (wynik koaksjalnej deformacji); b — jako typ I skrzyżowanych pasów (rezultat ścinania prostego)

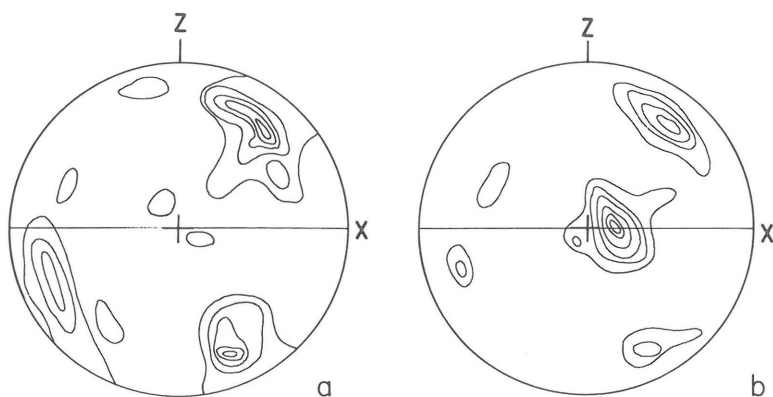
Ważnym jest fakt, że w domenach, gdzie panował reżim ścinania czystego powstały w sąsiednich lamianach przeciwne kierunki i zwroty poślizgu intragranularnego (ryc. 1), natomiast w domenach ścinania rotacyjnego charakterystyczna jest zgodność kierunków i zwrotu poślizgu dla całej domeny (ryc. 2). Dodatkowo podczas procesów odkształcenia ze ścinania mogą rozwijać się antytetyczne zwroty ścinania (ryc. 3). Przy niskiej wartości odkształcenia ze ścinania lub podczas początków przyrostu tej deformacji w domenach kwarcowych dochodzi do antytetycznych (lewoskrętnych) intragranularnych przemieszczeń typu domino względem głównego zwrotu ścinania przy jednoczesnej syntetycznej rotacji takich domen. Ze wzrostem wartości ścinania prostego (i dalszych przyrostów deformacji) powierzchnie poślizgu intragranularnego zostają coraz bardziej zrotowane do powierzchni ścinania głównego, a przemieszczenia antytetyczne zostają zastąpione przez przemieszczenia syntetyczne (ryc. 3).

Porozdzielanie deformacji i (lub) domenowy (strefowy) rozwój więzby kwarcu, powoduje, że obrazy orientacji osi *c* kwarcu z poszczególnych domen nigdy nie wykazują układów, takich jak dla pełnej badanej sekcji. Opisywane zmiany więzby kwarcu pomiędzy poszczególnymi domenami są znaczne (np.: Garcia Celma, 1982; Fueten, 1991). Każda domena wykazuje różnie zorientowane jedno lub dwa maksima, najczęściej typu I lub III.

Drugim przykładem zastosowania analizy więzby kwarcu jest pobieżne streszczenie danych Żelaźniewicza (1988, 1991) z obszaru kopuły orlicko-śnieżnickiej. Żelaźniewicz pisał w 1991 roku, że „interpretacja obrazów orientacji *c* osi kwarcu w skałach o wielofazowej deformacji i metamorfizmie jest rzeczą nieprostą. Tak też ma się sprawa z ortognejsami kopuły...” (s. 130). Żelaźniewicz (1991) przytoczył także temperatury deformacji rzędu 500–550°C dla próbki z Zieleńca oraz niższe temperatury dla próbki z Mostowic. Skąd więc Czaplński (1997) podaje dla tych samych prób i diagramów temperatury wyższe od 650°C?

Czaplński (1997) pisał, że „analiza mikrowięzby kwarcu potwierdza więc zakładany schemat ewolucji ortognejsów śnieżnickich i wzbogaca go o dane mikrostrukturalne” (s. 731). Innymi słowy analiza danych Żelaźniewicza potwierdza schemat ewolucji gnejsów śnieżnickich przedstawiony przez Żelaźniewicza (1988, 1991). Schemat ten zakładał nierotacyjną deformację (koaksjalne odkształcenie — spłaszczenie) do wytłumaczenia bliskiej równoległości orientacji mylonitycznej (Żelaźniewicz, 1984), czyli

lineacji zorientowanej prawie równoległe do osi *X* elipsoidy deformacji z osiami fałdów typu B (równoległymi do osi *Y* elipsoidy deformacji). Lineacji ziarna mineralnego, w tym także lineacja typu roddingu w gnejsach śnieżnickich (i bystrzyckich) była wcześniej uznana przez Żelaźniewicza (np. 1976) za lineację typu B, czyli za równoległą do osi *Y* elipsoidy deformacji. Autor ten w 1991 roku pisał, że „lineacja prętowa ... nie reprezentuje ... osi największego wydłużenia (*X*) nałożonej elipsoidy spłaszczenia lub prostego ścinania ... nie może być identyfikowana jako kierunek osi *X*... i uznana za kierunek transportu tektonicznego ... co ostatnio zaproponował Cymerman (1991)”. Dalsze moje badania lineacji na obszarze kopuły orlicko-śnieżnickiej potwierdziły fakt, że lineacja ziarna mineralnego jest lineacją z rozciągania (ekstensyjną, mylonityczną), czyli zbliżoną do równoległości z osią *X* elipsoidy deformacji



Ryc. 5. Schematyczne diagramy konturowe orientacji osi *c* kwarcu; a — obraz bez uwzględnienia metody średniej ważonej, b — inny obraz konturów tych samych danych po zastosowaniu metody średniej ważonej

(Cymerman, 1992, 1997). Zresztą sam Czaplinski w wstępie swojej pracy napisał, że analiza więzby jest analizowana w przekrojach równoległych do płaszczyzny XZ i równoległe do lineacji, czyli równoległe do osi X, a prostopadłe do osi Y elipsoidy deformacji. Zastanawiające dlaczego ani Czaplinski ani wcześniej Żelaźniewicz nie podają powodów wykonania podwójnych diagramów orientacji osi *c* kwarcu dla każdej próbki gnejsu. Natomiast, w niezamieszczonych w omawianej pracy dalszych trzech próbkach wyraźnie zaznaczono diagramy prostopadłe, jak i równoległe zorientowane do lineacji (Żelaźniewicz, 1988, 1991). Pominięte zostały próbki (m.in. z Międzygórze), skąd otrzymano bardzo chaotyczny obraz orientacji osi *c* kwarcu. Być może jest to efekt porozdzielania deformacji z pięknymi przykładami z samego Międzygórze. Żelaźniewicz (1991) zinterpretował także „symetryczny obraz orientacji osi *c* kwarcu (pomimo niskiego stopnia uporządkowania) mimo niewątpliwej rotacyjnej deformacji (s. 133)” opisując bliżej niezlokalizowaną próbę gnejsu.

Zastanawiające jest także dlaczego dotychczas nie zestawiono tych danych petrotektonicznych w formie diagramów konturowych? Może dlatego, że diagramy konturowe orientacji osi *c* kwarcu także nie są łatwe do jednoznacznej ich interpretacji (ryc. 4). Diagramy punktowe mogą być okonturowane bez pomocy metody średniej ważonej, gdzie każde dane o orientacji ma taką samą wagę oraz za pomocą metody średniej ważonej, gdzie pomiar osi *c* będzie miał wagę proporcjonalną do obszaru zajmowanego przez dane zmierzone ziarno kwarcu. Dlatego jedno pojedyncze ziarno o wymiarze 1 cm<sup>2</sup> będzie miało taką samą wagę jak 100 ziaren każde o powierzchni 1 mm<sup>2</sup> (Robin & Jowett, 1986; Fueten, 1991). Zastosowanie metody średniej ważonej może zmienić dość gruntownie obraz diagramu konturowego (ryc. 5).

Zastanawiające, że w prawie tak samo wyglądających gnejsach przeciekowych z Zieleńca i Mostowic (oprócz trzech, zlokalizowanych asymetrycznych pasemek ekstensyjnych typu C') otrzymano zupełnie odmienne obrazy orientacji osi *c* kwarcu. Najprostszym wytłumaczeniem faktu, dlaczego więzba kwarcu nie wykazuje wyraźniejszego uporządkowania krystalograficznego w skałach bogatych w mezoskopowe wskaźniki kinematyczne jest przyjęcie, że skały te zostały dotknięte przez późniejszą deformację. Była ona w stanie zniszczyć wcześniejszą więzbę kwarcu,

ale była za słaba, żeby przestawić wcześniejsze mezoskopowe struktury asymetryczne (np. Fueten, 1992). Taka sytuacja zdaje się być typową dla całej kopuły orlicko-śnieżnickiej, gdzie penetratywne mezo- i mikroskopowe wskaźniki ścinania powstały podczas dominującej prawoskrętnej transpresji z przemieszczaniem — przeważnie — „górką” ku N (Cymerman, 1992, 1997). W późniejszych przyrostach deformacji doszło do zlokalizowanego zniszczenia wcześniejszej więzby kwarcu i rozwoju nowej w warunkach facji zieleńcowej podczas warunków ekstensji i szybkiego wyniesienia kopuły orlicko-śnieżnickiej podczas wizenu (Cymerman, 1997).

W posumowaniu, należy stwierdzić, że praca Czaplinskiego (1997) jest interesującym, metodycznym artykułem, wypełniający częściowo dotkliwą lukę w polskiej literaturze przedmiotu.

Jednakże przytoczone przykłady analizy więzby kwarcu z Sudetów są wyjątkowo kontrowersyjne dobrane, co wywołało moją polemikę z wysuwanymi przez jej autora wnioskami. Mam nadzieję, że komentarz ten nie odstraszy badaczy metamorfików sudeckich od stosowania analizy więzby kwarcu, jako jednej z trudnych metod badawczych, a wprost przeciwnie — pobudzi ich do dalszych studiów.

## Literatura

- CYMERMAN Z. 1988 — *Prz. Geol.*, 36: 582–588.  
 CYMERMAN Z. 1989 — *Ibidem*, 37: 605–613.  
 CYMERMAN Z. 1991 — [W:] *Abstracts of Geological Workshop, Moravian Windows. Moravsky Krumlov 26–30.04.1991*: 35–37.  
 CYMERMAN Z. 1992 — *Kwart. Geol.*, 36: 393–420.  
 CYMERMAN Z. 1997 — *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 156: 1–120.  
 CZAPLIŃSKI W. 1997 — *Prz. Geol.*, 45: 727–731.  
 CZAPLIŃSKI W. 1996 — *Pol. Tow. Min., Pr. Spec.*, 8: 27–28.  
 ETCHECOPAR A. 1977 — *Tectonophysics*, 39: 121–139.  
 ETCHECOPAR A. & VASSEUR G. 1987 — *J. Struct. Geol.*, 9: 705–718.  
 FAUTEN F. 1991 — *Ibidem*, 13: 1111–1124.  
 FAUTEN F. 1992 — *Ibidem*, 14: 775–789.  
 GARCIA CELMA A. 1982 — *Ibidem*, 4: 443–455.  
 HEILBRONNER R.P. & PAULI C. 1993 — *Ibidem*, 15: 369–382.  
 LISTER G.S. & PATERSON M.S. 1979 — *Ibidem*, 1: 99–115.  
 LISTER G.S., PATERSON M.S. & HOBBS B.E. 1978 — *Tectonophysics*, 45: 107–158.  
 ROBIN P. & JOWETT C.E. 1986 — *Ibidem*, 121: 207–223.  
 SCHMIDT W. 1925 — *Gefungestatistik. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt.*, 38: 392–423.  
 SZCZEPAŃSKI J. 1995 — [W:] *Przew. 66 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Wrocław 21–24.09.1995*: 122–124.  
 TULLIS J., CHRISTIE J.M. & GRIGGS D.T. 1973 — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84: 297–314.  
 TWISS R.J. 1976 — *J. Geol.*, 84: 701–704.  
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1976 — *Geol. Sudet.*, 11: 101–177.  
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1984 — *Acta Geol. Pol.*, 34: 112–129.  
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1988 — *Geol. Rundschau*, 77: 671–682.  
 ŻELAŻNIEWICZ A. 1991 — [W:] *Następstwo serii skalnych masywu Śnieżnika w świetle kartografii geologicznej, analizy strukturalnej i badań radiometrycznych. Mat. konf. terenowej, Łądek Zdrój 18–19. 10.1991, Uniw. Wrocław.*: 123–136.