

## STREFA TEKTONICZNA ZŁOTY STOK-SKRZYNKA W ŚWIETLE ANALIZY MEZOSTRUKTURALNEJ METAMORFIKU ŁĄDKA-ŚNIEŻNIKA

Złoty Stok-Skrzynka structural element in the light of mesostructural  
analysis of Łądek-Śnieżnik metamorphic terrain

Marian DUMICZ

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego  
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	83
Wstęp . . . . .	83
Sekwencja zjawisk . . . . .	86
Wiek . . . . .	97
Wnioski i uogólnienia . . . . .	100
Literatura . . . . .	101
Summary . . . . .	103

**STRESZCZENIE.** Przeprowadzono studium mezostrukturalne w południowej części strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka, a uzyskane wyniki przedstawiono na tle rozwoju geologicznego metamorfiku Łądko-Śnieżnika i struktury bardzkiej. Rezultaty tych badań pozwoliły na sformułowanie dwu zasadniczych tez: (1) mezostruktury metamorfiku Łądko-Śnieżnika i strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka, aczkolwiek odznaczają się podobną morfologią i podobnym następstwem, należą do dwóch różnych podcykli rozwojowych tektonogenu Ziemi Kłodzkiej; (2) w metamorfiku Łądko-Śnieżnika istnieją, obok gnejsów śnieżnickich, dwie różnowiekowe odmiany gnejsów, które w obserwacjach polowych i w literaturze określa się jako gnejsy gieraltowskie; odmiana starsza

związana jest ze starszym, a młodsza z młodszym podcyklem rozwojowym tego tektonogenu.

Następnie omówiono wiek tych podcykli i opisano związane z nimi procesy tektonometamorficzne. Podcykl starszy włączono warunkowo do starowaryscyjskiej epoki fałdowej, a stwierdzone w nim dwa etapy deformacji określono jak:: tektogeniczny  $D_1$  i orogeniczny  $D_2$ . Dużo więcej uwagi poświęcono podcyklowi młodszemu, przypisując mu ogromną rolę w rozwoju strukturalnym omawianych regionów. Wyróżniono w nim również dwa etapy deformacji  $D_3$  i  $D_4$  i podjęto próbę powiązania ich z głównymi fałdowaniami struktury bardzkiej, które miały miejsce w fazie sudeckiej lub kruszcogórskiej oraz w fazie asturyjskiej znanej zarówno ze struktury bardzkiej, jak i z basenu morawsko-śląskiego.

### WSTĘP

Strefa tektoniczna Złoty Stok-Skrzynka (fig. 1) ma bogatą literaturę. Pierwsze, szczegółowe zdjęcie geologiczne N części tej strefy jest autorstwa Finckha i Fischera (1938) oraz Finckha *et al.* (1942). Im też zawdzięczamy głębsze przemyslenia dotyczące jej budowy i rozwoju. Z badaczy polskich, którzy przyczynili się w sposób znaczący do lepszego poznania omawianej strefy należy wymienić Burcharta (1958), Dona (1964), Koz-

łowską-Koch (1973) i Wojciechowską (1975, 1976) oraz Cwojdziańskiego (1976, 1977, 1979).

Burchart (1958) przedstawił obszerną monografię dotyczącą granitoidów jawornickich. Zawiera ona wnikliwe studium petrologiczne, petrochemiczne i petrotektoniczne zmierzające do wyjaśnienia genezy tych skał i ich pozycji w rozwoju strukturalnym strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka, w obrębie której występują. Te komp-

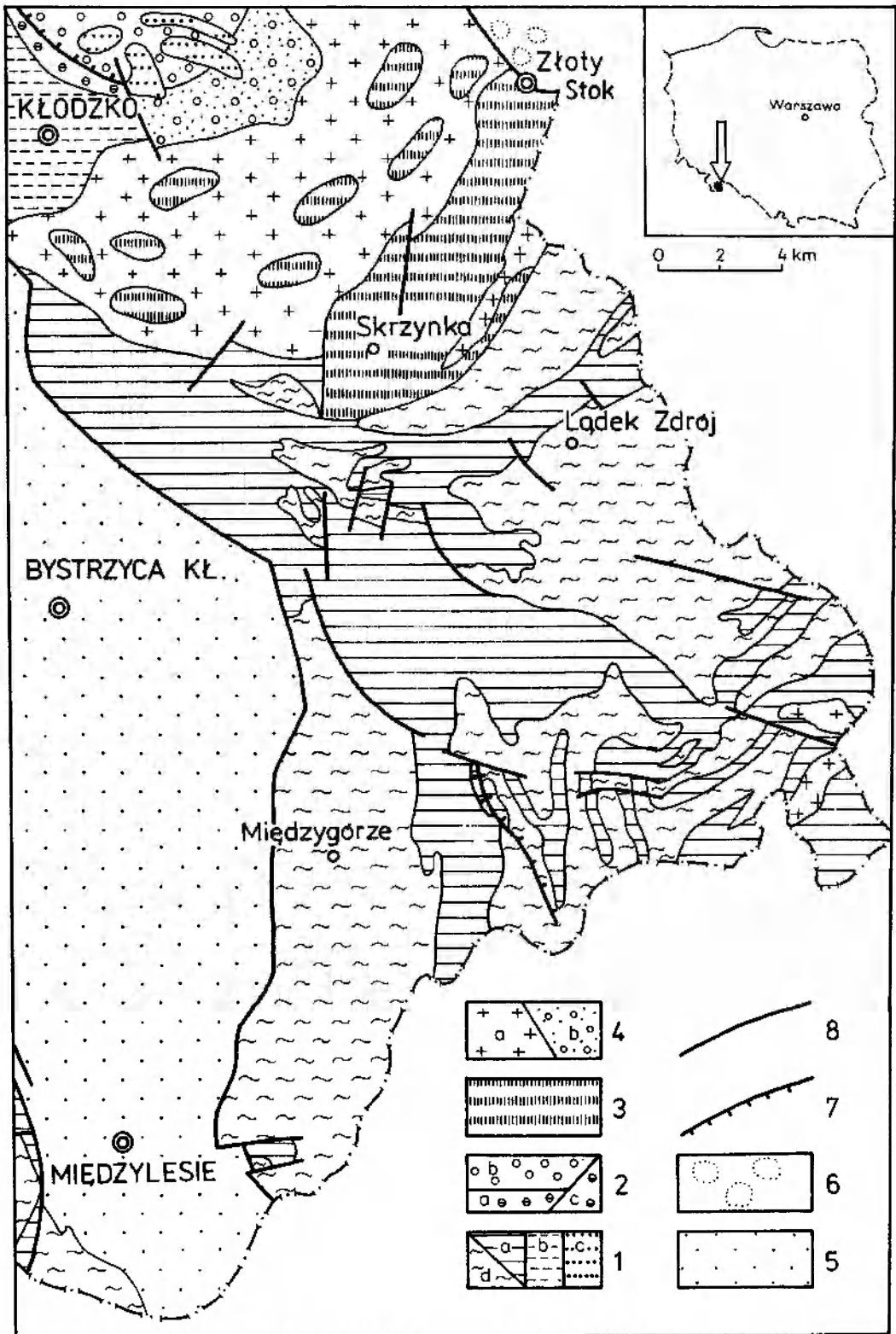


Fig. 1. Szkic geologiczny E części Ziemi Kłodzkiej wg Dumicza (1976). 1 – utwory geosynklinalne wieku górnoproterozoicznego-dolnopaleozoicznego objęte metamorfizmem regionalnym i procesami plutonicznymi w okresie starowaryscyjskim: *a* – serie mezozonalnie zmetamorfizowane, *b* – serie epizonalnie zmetamorfizowane, *c* – niezmetamorfizowane osadowce i wulkanity, *d* – gnejsy gieraltowskie i śnieżnickie; 2 – osady górnego dewonu i dolnego karbonu: *a* – górnodewońskie zlepienie i wapień podścielające nasunięcia kłodzkie, *b* – dolnokarbońskie (wizeńskie) zlepienie, szarogłazy i łupki facji kulsowej struktury bardzkiej, *c* – górnodewońskie lub dolnokarbońskie zlepienie z Kletna; 3 – polimetamorfity waryscyjskiej strefy tektonicznej; 4 – uskoki; 5 – kropki; 6 – koła; 7 – uskoki z zębami; 8 – uskoki.

leksowe badania wykazały, że w pierwszym etapie ewolucji, która doprowadziła do powstania granitoidów jawornickich, doszło do intensywnej mylonityzacji zróżnicowanego kompleksu skał metamorficznych, po której nastąpiła rekrytalizacja i feldszpatyzacja plagioklazowa. Następnym etapem rozwoju były słabe, potomne ruchy, a po nich miała miejsce feldszpatyzacja mikroklonowa, czyli właściwa granityzacja. Nie została ona jednak doprowadzona do końca i zakończyła się bezpośrednio po okresie masowego tworzenia się posttektonicznych blastów mikroklonu. Żyłowe formy granitoidów jawornickich Burchart wyjaśnia w sposób następujący: „Jeśli w kompleksie skalnym poddanym silnym ciśnieniu kierunkowym następują pewne zluźnienia, pęknięcia czy nawet szczeliny, to właśnie te miejsca z energetycznego punktu widzenia będą uprzywilejowane dla granityzacji i, gdy istnieć będzie odpowiednie zróżnicowanie ciśnień, granity tworzyć się będą tylko w takich wąskich strefach zluźnień...”. Opierając się na wynikach badań teksturalnych autor ten sugeruje z kolei, że obserwowane w omawianej strefie procesy wielokrotnej deformacji, rekrytalizacji i feldszpatyzacji przebiegały z zachowaniem tej samej osi B. Może to oznaczać, jego zdaniem, iż należą one do różnych faz tego samego, wielkiego i długotrwałego cyklu tektonicznego.

Don (1964) opierając się na własnych obserwacjach i na sporządzonym przez siebie zdjęciu geologicznym okolicy położonej na S od Żłotego Stoku przeprowadził polemikę z poglądami geologów niemieckich na temat sekwencji i genezy występujących tu serii skalnych. W jego interpretacji gnejsy haniackie, uważane przez Finckha *et al.* (1942) za produkt blastomylonitycznej przeróbki gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich, są wiekowym i genetycznym odpowiednikiem gnej-

sów gieraltowskich. Oba te gnejsy miały powstać już po mylonityzacji strefy tektonicznej Żłoty Stok-Skrzynka. Zdaniem Dona są one młodsze od gnejsów śnieżnickich i nie wiążą się wiekowo z plutonizmem waryscyjskim, lecz z kaledońską epoką fałdową.

Kozłowska-Koch (1973) przeprowadziła wnikliwe studium petrologiczne skał omawianej strefy. Określiła je ogólnie jako polimetamorfity i przedstawiła schemat ich złożonej tektonometamorfitycznej ewolucji, w którym znalazły miejsce również wydzielone przez Finckha *et al.* (1942) gnejsy haniackie. Według jej opinii powstały one w wyniku złożonego procesu kataklazy i mylonityzacji zarówno serii strońskiej, jak też gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich. W ślad za tym zjawiskiem nastąpił, jak twierdzi, powtórny metamorfizm progresywny, wyprzedzający intruzję granitoidów kłodzko-żłotostockich. Związek wiekowy gnejsów haniackich z epoką waryscyjską jest więc dla niej oczywisty. Gnejsy gieraltowskie natomiast uważa, za Smulikowskim (1957, 1960, 1967), za synchroniczne z gnejsami śnieżnickimi, pochodzącymi z wcześniejszego etapu rozwojowego krystaliniku Łódka-Śnieżnika.

Don (1976) podejmuje polemikę z wynikami prac Kozłowskiej-Koch (1973) wskazującymi na związek gnejsów haniackich z procesami, które doprowadziły do powstania kłodzko-żłotostockiego masywu granitoidowego. Głównym argumentem Dona w tej dyskusji jest miejsce, jakie zajmuje proces kakirytyzacji w tektonometamorfitycznej ewolucji omawianej strefy. Pojawia się on, jak twierdzi Don, po rozwoju migmatycznych gnejsów haniackich, a przed powstaniem granitoidów intruzji kłodzko-żłotostockiej. Stwierdzenie to, jego zdaniem, podważa pogląd Kozłowskiej-Koch, że skały te powstały w jednym, ciągłym procesie granityzacji.

Żłoty Stok-Skrzynka i osłony stropowej kłodzko-żłotostockiego masywu granitoidowego; 4 – plutony waryscyjskie i produkty ich przeobrażeń: *a* – granitoidy, *b* – utwory dolnokarbońskie struktury bardziej zmienione kontaktowo; 5 – osady górnej kredy; 6 – osady trzeciorzędu i czwartorzędu; 7 – nasunięcia; 8 – uskoki

Geological sketch-map of east part of Kłodzko District (after Dumicz 1976). 1 – Upper Proterozoic to Lower Paleozoic geosynclinal succession, affected by regional metamorphism and plutonism of the Old Variscan epoch: *a* – mesozonally metamorphosed, *b* – epizonally metamorphosed, *c* – unmetamorphosed sediments and volcanics, *d* – Gieraltów and Śnieżnik gneisses; 2 – Upper Devonian to Lower Carboniferous sediments: *a* – Upper Devonian conglomerates and limestones underlying the Kłodzko thrust, *b* – Lower Carboniferous (Visean) conglomerates, greywackes and shales of Culm facies in the Bardo structure, *c* – Upper Devonian or Lower Carboniferous Kletno Conglomerate; 3 – polymetamorphites of Żłoty Stok-Skrzynka Variscan structural element and of the roof envelope of the Kłodzko-Żłoty Stok granitoid massif; 4 – Variscan plutons and products of their metamorphism: *a* – granitoids, *b* – contact-metamorphosed Lower Carboniferous sediments of the Bardo structure; 5 – Upper Cretaceous sediments; 6 – Tertiary and Quaternary sediments; 7 – thrusts; 8 – faults

Wojciechowska (1975) przeprowadziła szczegółową analizę mezostrukturalną skał kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego oraz jego najbliższej osłony wchodzącej w skład trzech różnych jednostek, tj.: krystaliniku łądecko-śnieżnickiego, zmetamorfizowanego w facji amfibolitowej, metamorfiku kłodzkiego, przeobrażonego w facji zieleńcowej i struktury bardzkiej, zaledwie tkniętej w części S i SW procesami metamorficznymi. Zebrane przez nią materiały wykazały, że w skałach osłony masywu (w tym również w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka), pomimo odmiennego stopnia przeobrażeń metamorficznych, zostały zarejestrowane identyczne odkształcenia preintruzywne, wyrażone przez cztery kolejne generacje fałdów  $F_1$ - $F_4$ . Rozwój procesów mylonitycznych przyjmuje Wojciechowska – podobnie jak Don (1964) i Kozłowska-Koch (1973) – w dwóch fazach; starszą o mniejszym nasileniu widzi po uformowaniu fałdów  $F_2$ , a młodszą po utworzeniu fałdów  $F_3$ . Ponadto w innej pracy Wojciechowska (1976) sugeruje, że strefa tektoniczna Złoty Stok-Skrzynka jest domeną monocykliczną w rozumieniu Belliere'a (1971), tzn., że jest ona efektem przeobrażeń w jednym cyklu złożonym z kilku faz opóźnionych i znajdujących się w superpozycji do fazy głównej.

Cwojdzński przedstawił pierwsze polskie, szczegółowe zdjęcia geologiczne w skali 1:25 000 arkuszy Złoty Stok (1976) i Trzebieszowice (1977) obejmujące prawie w całości strefę tektoniczną Złoty Stok-Skrzynka. W objaśnieniach do arkusza Trzebieszowice (1979) stwierdza on, że młodsza faza deformacji mylonitycznej obejmuje również już skonsolidowany granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki.

Do problematyki geologicznej strefy dyslokacyjnej Złoty Stok-Skrzynka nawiązywali również pośrednio lub bezpośrednio badacze zajmujący się genezą i wiekiem gnejsów gieraltowskich i śnieżnickich. Smulikowski (1957, 1960) i Teisseyre (1957, 1968) przyjmują powstanie tych skał w jednym, prawdopodobnie proterozoicznym cyklu w efekcie granityzacji serii stronińskiej; rozwój omawianej strefy Smulikowski (1957, 1976) przypisuje ruchom młodokaledońskim i wczesnowaryscyjskim. Oberc (1957a, 1972) wyróżnia natomiast dwie generacje gnejsów gieraltowskich, tj. syndeformacyjną wieku proterozoicznego, powstałą synchronicznie z gnejsami śnieżnickimi, i postdeformacyjną, znaną m.in. z okolicy Złotego Stoku, którą porównuje z młodooasyntyjskimi granitami rumburskimi krystaliniku izerskiego.

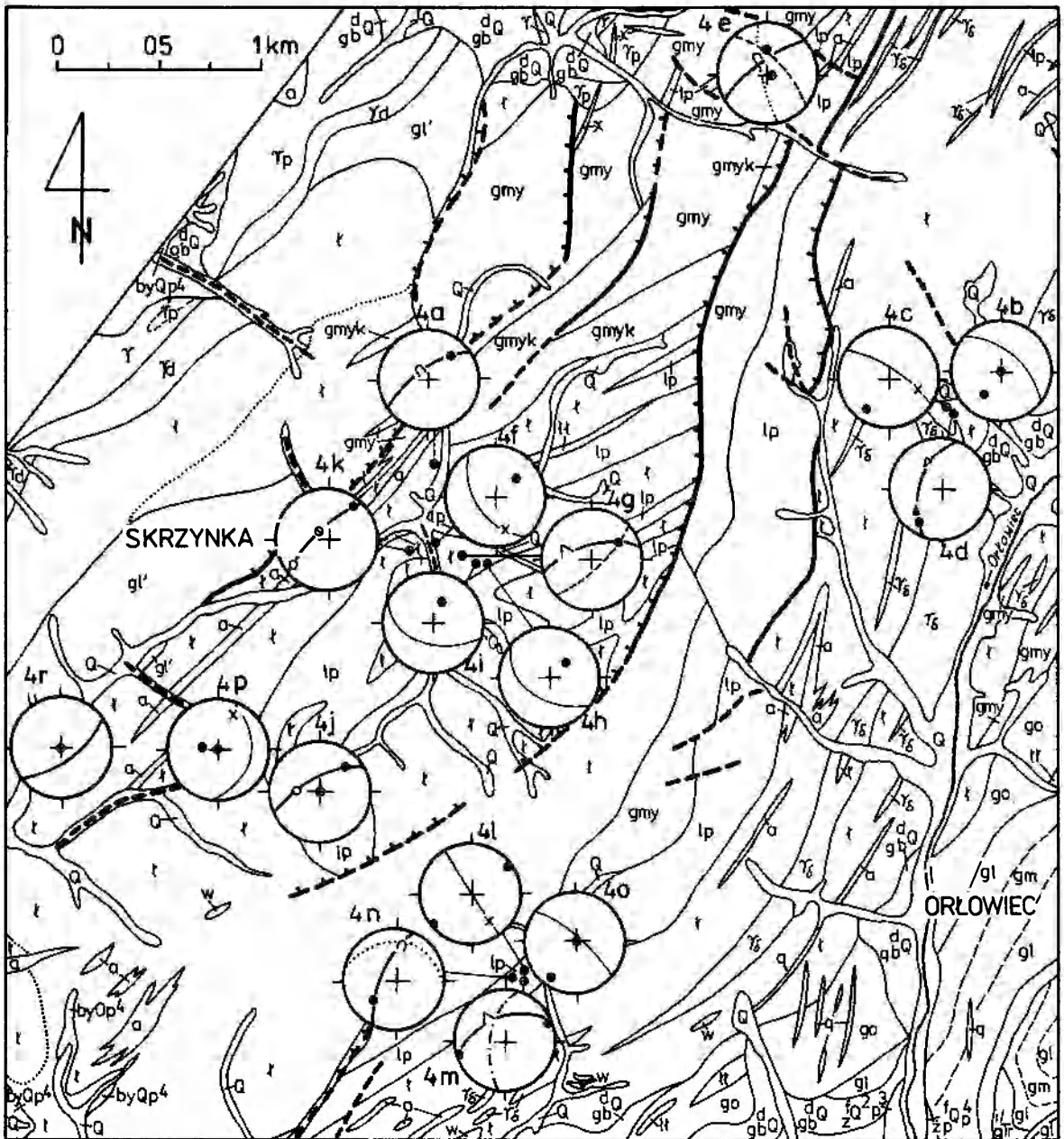
## SEKWENCJA ZJAWISK

Podjęte obserwacje mezostrukturalne przeprowadziłem w południowej części omawianej strefy w obszarze położonym między Skrzynką a Or-

łowcem (fig. 2,3). Objąłem nimi łupki blastomylonityczne (fig. 4a-i), leptynity (fig. 4j-o), amfibolity (fig. 4p) i gnejsy haniackie (fig. 4r) wchodzące w

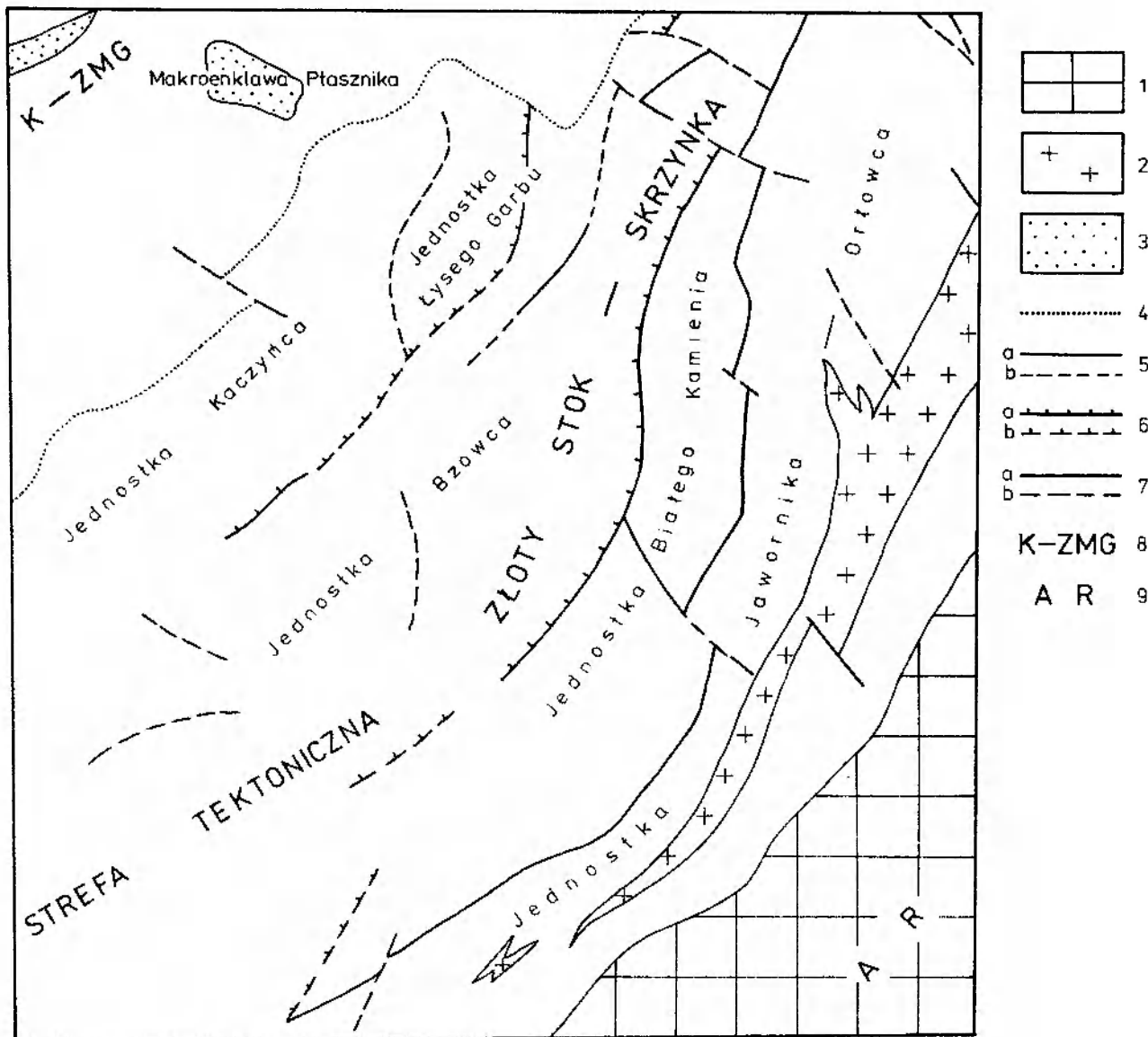
krystalizacyjnego  $S_2$ ; 30 – lineacja  $L_2$  i osie fałdów  $F_2$ ; 31 – gufraż krenulacyjny  $L_3$ ; 32 – poprzeczny system budin  $L_4$  względem  $L_2$ ; 33 – równoległy system budin  $L_4$  względem  $L_2$ ; 34 – równoległy system fałdów  $F_4$  względem  $L_2$ ; 35 – poprzeczny system fałdów  $F_4$  względem  $L_2$ ; 36 – osie fałdów załomowych  $F_5$ ; 37 – miejsca odsłoneń i grup skalnych, do których odnoszą się poszczególne diagramy (półkula dolna)

Fragment of geological map of the Sudetes, sheet Trzebieszowice, scale 1:25 000 (Cwojdzński 1977) with interpretation diagrams of minor structures, generalized from plots in Fig. 4a to r. Explanations to the map: 1-5 – Quaternary deposits; 6 – Tertiary deposits. Upper Carboniferous: 7 – quartz veins, 8 – lamprophyres, 9 – granites, granodiorites and other granitoids, 10 – porphyritic granites and granodiorites, 11 – fine-grained granites of the marginal facies, 12 – Jawornik granodiorites and granites. Paleozoic: 13 – mylonitic gneisses and cataclasites, 14 – mylonitic gneisses and mylonites. Proterozoic to Lower Paleozoic: 15 – Haniak gneisses (laminated, plagioclase-microcline gneisses with cordierite); Gieraltów gneisses (16 – laminated, plagioclase-microcline gneisses, 17 – migmatitic, plagioclase-microcline gneisses); 18 – Śnieżnik gneisses (augen to lenticular, oligoclase-microcline gneisses); Stronie formation (19 – leptynites, 20 – crystalline limestones, 21 – amphibolites, 22 – blastomylonitic schists and biotite gneisses, 23 – mica schists and plagioclase gneisses). Explanations to diagrams: 24 – great circle of  $S_1$  lamination poles' distribution; 25 – mean attitude of  $S_2$  lamination, often coinciding with  $S_1$ ; 26 – axial planes  $S_2$  of  $F_2$  folds; 27 – crenulation cleavage  $S_3$ ; 28 – axial planes  $S_3$  of kink folds  $F_5$ ; 29 – poles to  $S_2$  schistosity; 30 – lineation  $L_2$  and fold axes  $F_2$ ; 31 – crenulation lineation  $L_3$ ; 32 – system of boudins  $L_4$  perpendicular with respect to  $L_2$ ; 33 – system of boudins  $L_4$  parallel to  $L_2$ ; 34 – system of folds  $F_4$  parallel to  $L_2$ ; 35 – system of folds  $F_4$  perpendicular with respect to  $L_2$ ; 36 – axes of kink folds  $F_5$ ; 37 – location of outcrops and groups of crags corresponding to individual diagrams (the lower hemisphere)



Q	1	$g^d Q$	2	$z^f Q p^4$	3	$by Q p^4$	4	$z^f Q p^3$	5	$i/g Tr$	6	$\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}$	7	$\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}{2}$	8	$\gamma$	9	$\gamma p$	10	$\gamma d$	11								
$\gamma_6$	12	$gmyk$	13	$gmy$	14	$gl'$	15	$gl$	16	$gm$	17	$go$	18	$lp$	19	$w$	20	$a$	21	$t$	22								
$lt$	23	/	24	/	25	/	26	/	27	/	28	x	29	•	30	$\cap$	31	$\Delta$	32	$\blacktriangle$	33	$\circ$	34	$\odot$	35	$\wedge$	36	$\bullet$	37

Fig. 2. Fragment mapy geologicznej Sudetów, ark. Trzebieszowice, 1:25 000 wg Cwojdzńskiego (1977), z naniesionymi diagramami interpretacyjnymi drobnych struktur, sporządzonymi na podstawie diagramów punktowych zamieszczonych na fig. 4a-r. Objaśnienia do mapy: 1-5 – osady czwartorzędowe; 6 – osady trzeciorzędowe. Karbon górny: 7 – żyły kwarcowe, 8 – lamprofry, 9 – granity, granodioryty i inne granitoidy, 10 – granity i granodioryty porfirowe, 11 – granity drobnoziarniste facji brzeźnej, 12 – granodioryty i granity jawornickie. Paleozoik: 13 – gnejsy mylonityczne i kataklazyty, 14 – gnejsy mylonityczne i mylonity. Proterozoik–starszy paleozoik: 15 – gnejsy haniackie (gnejsy laminowane, plagioklazowo-mikroklinalne z kordierytom); gnejsy gierałtowski (16 – gnejsy laminowane, plagioklazowo-mikroklinalne, 17 – gnejsy migmatyczne, plagioklazowo-mikroklinalne); 18 – gnejsy śnieżnickie (gnejsy oczkowo-soczawkowe, oligoklazowo-mikroklinalne); formacja strońska (19 – leptynity, 20 – wapień krystaliczne, 21 – amfibolity, 22 – łupki blastomylonityczne i gnejsy biotytowe, 23 – łupki łuszczkowe i gnejsy plagioklazowe). Objaśnienia do diagramów: 24 – pas walca rozrzutu laminacji  $S_1$ ; 25 – uśrednione położenie laminacji  $S_2$  pokrywającej się często z  $S_1$ ; 26 – powierzchnie osiowe  $S_2$  fałdów  $F_2$ ; 27 – złupkowanie krenulacyjne  $S_3$ ; 28 – powierzchnie osiowe  $S_3$  fałdów załamowych  $F_3$ ; 29 – normalne do złupkowania



**Fig. 3.** Szkic tektoniczny obszaru objętego badaniami w skali 1:50000 wg Cwojdzńskiego (1979). 1 – antyklinorium gnejsowe; 2 – granitoidy jawornickie; 3 – makroenkławy w obrębie kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego; 4 – kontakt intruzji granitoidów kłodzko-złotostockich z metamorfikami łądecko-śnieżnickim; 5 – granice struktur tektonicznych, *a* – pewne, *b* – przypuszczalne; 6 – granice nasunięć: *a* – pewne, *b* – przypuszczalne; 7 – uskoki i kontakty tektoniczne: *a* – pewne, *b* – przypuszczalne; 8 – kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; 9 – antyklinorium Radochowa

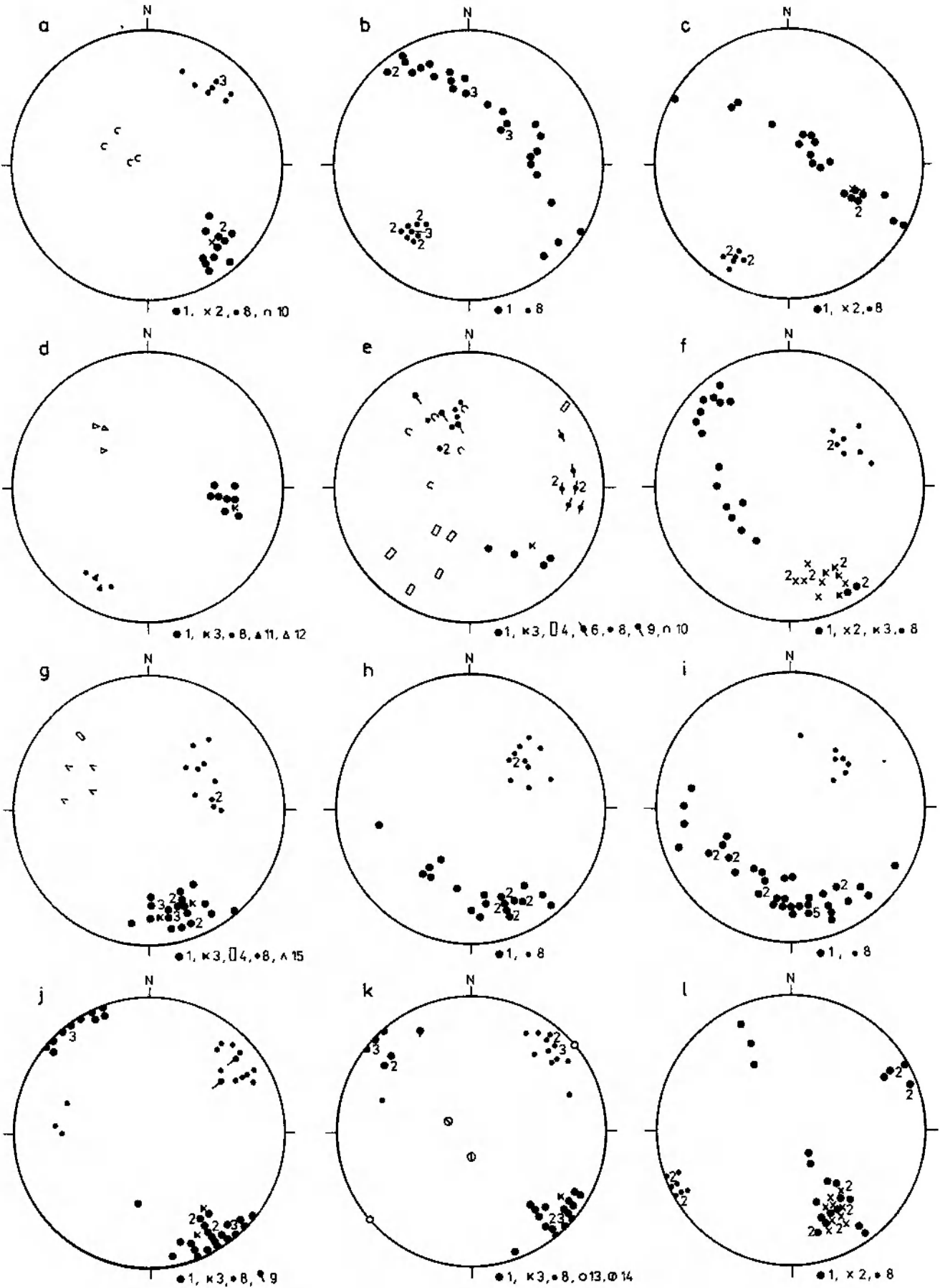
Structural sketch of the study area on the scale of 1:50000, after Cwojdzński (1979). 1 – gneiss anticlinorium; 2 – Jawornik granitoids; 3 – macroenclaves within the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif; 4 – contact of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid intrusion with the Łądek-Śnieżnik metamorphics; 5 – boundaries of tectonic structures: *a* – recognized, *b* – supposed; 6 – thrust lines: *a* – recognized, *b* – supposed; 7 – faults and tectonic contacts: *a* – recognized, *b* – supposed; 8 – Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif; 9 – Radochów anticlinorium

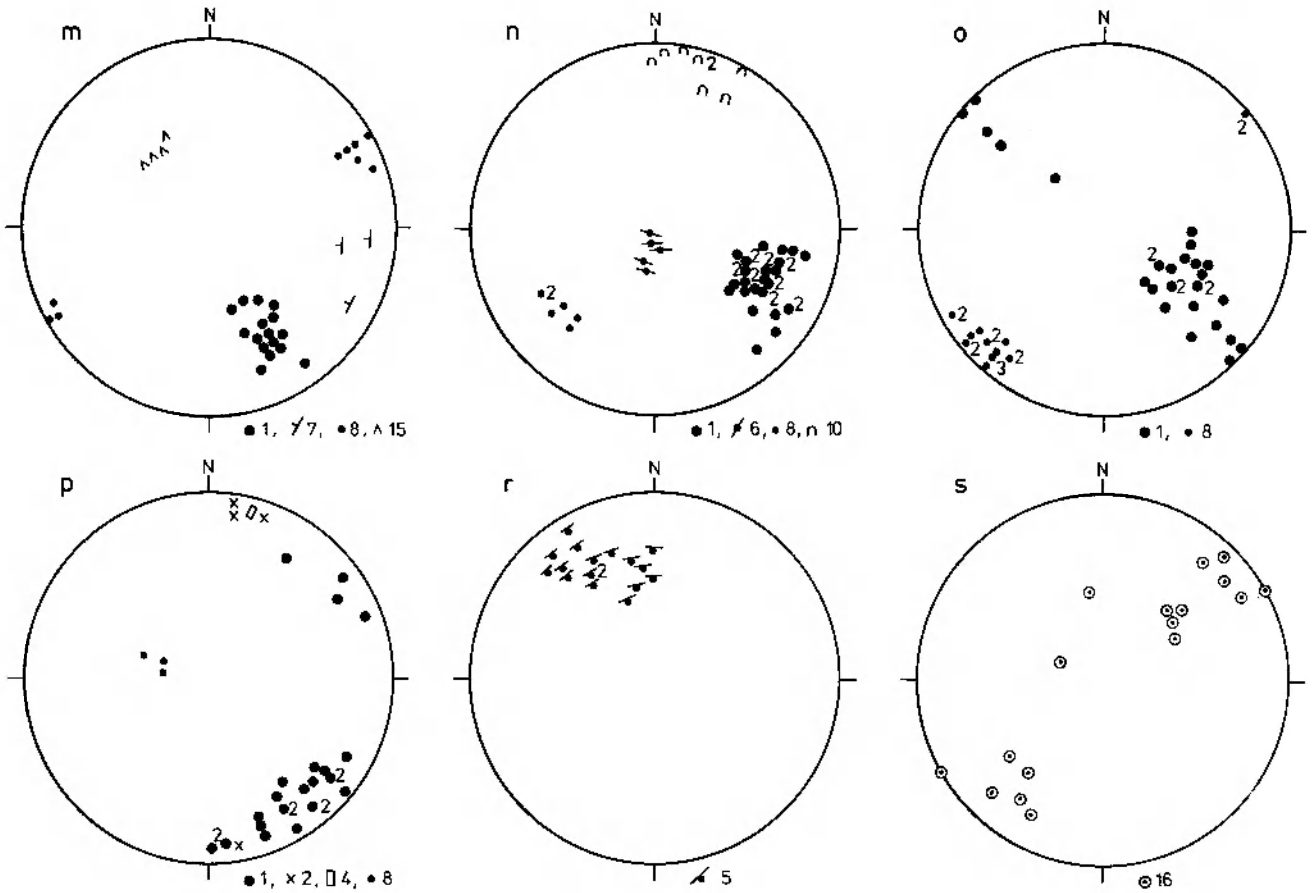
skład różnych jednostek tektonicznych (fig. 3) nasuniętych na siebie, jak twierdzi Cwojdzński (1979), ku SE. Zamieszczone diagramy punktowe (fig. 4a-r) obrazują orientację przestrzenną analizowanych struktur płaskich, liniowych i fałdów, powstałych – jak wynika z obserwacji terenowych – w pięciu nakładających się na siebie etapach deformacji. Uśrednione położenie tych struktur przedstawiłem na diagramach interpreta-

cyjnych zamieszczonych na mapie geologicznej (fig. 2) z podaniem miejsca, do którego się one odnoszą. Diagramy interpretacyjne są oznaczone na mapie takimi samymi cyframi i literami (4a-r) jak diagramy punktowe (fig. 4a-r), na podstawie których je sporządzono.

Do struktur płaskich, powszechnie spotykanych na badanym obszarze, należą: laminacja  $S_1$  oraz złupkowanie krystalizacyjne  $S_2$  przechodzą-







**Fig. 4 a-s.** Diagramy punktowe mezostuktur w polimetamorfitech strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka. Normalne do: 1 – laminacji i foliacji  $S_1$ , 2 – złupkowania krystalizacyjnego  $S_2$ , 3 – laminacji metamorficznej  $S_2$ , 4 – powierzchni osiowych  $S_2$  fałdów  $F_2$ , 5 – zgnejsowania  $S_{2+3}$ , 6 – złupkowania krenulacyjnego  $S_3$ , 7 – powierzchni osiowych  $S_5$  fałdów załomowych  $F_5$ . Struktury liniyjne i fałdy: 8 – lineacja krystalizacyjna i intersekcyjna oraz drobny gufraż  $L_2$ ; 9 – osie fałdów  $F_2$ ; 10 – gufraż gruby  $L_3$ ; 11 – budyny  $L_4$  równoległe do  $L_2$ ; 12 – budyny  $L_4$  prostopadłe do  $L_2$ ; 13 – osie fałdów wielkopromiennych  $F_4$  równoległe do  $L_2$ ; 14 – osie fałdów wielkopromiennych  $F_4$  prostopadłe do  $L_2$ ; 15 – osie fałdów załomowych; 16 – uśredniony przebieg lineacji  $L_2$  i fałdów  $F_2$  wykreślony na podstawie diagramów punktowych zamieszczonych na fig. 4 a-r

Point diagrams of mesoscopic structures in polymetamorphites of the Złoty Stok-Skrzynka structural element. Poles to: 1 – lamination and foliation  $S_1$ , 2 – schistosity  $S_3$ , 3 – metamorphic lamination  $S_2$ , 4 – axial planes  $S_2$  of folds  $F_2$ , 5 – gneissosity  $S_{2+3}$ , 6 – crenulation cleavage  $S_3$ , 7 – axial planes  $S_5$  of kink folds  $F_5$ . Linear structures and folds: 8 – recrystallization and intersection lineation and fine crenulations  $L_2$ ; 9 –  $F_2$  fold axes; 10 – coarse crenulations  $L_3$ , 11 – boudins  $L_4$  parallel to  $L_2$ ; 12 – boudins  $L_4$  perpendicular to  $L_2$ ; 13 – axes of open folds  $F_4$  parallel to  $L_2$ ; 14 – axes of open folds  $F_4$  perpendicular to  $L_2$ ; 15 – axes of kink folds; 16 – mean orientation of  $L_2$  lineation and  $F_2$  folds taken from point diagrams in Fig. 4 a-r

ce stopniowo, w odosobnionych przypadkach, w laminację metamorficzną. Starsze struktury płaskie obserwowałem jedynie na powierzchniach zglądów skalnych jako niewyraźne relikty należące być może do  $S_0^1$ .

Zdecydowana większość przebadanych fałdów

i struktur liniyjnych pochodzi z odkształceń laminacji  $S_1$ . Najczęściej są to fałdy mieszane, translacyjno-koncentryczne  $F_2$ . W przegubach dużych struktur fałdowych powstają one głównie jako efekt translacji, a na ich skrzydłach noszą cechy fałdów włączonych, w których jest widoczna przewaga mechanizmu zginania nad translacją.

Zgodnie lub prawie zgodnie z powierzchniami osiowymi omawianych fałdów  $F_2$  rozwija się złupkowanie  $S_2$  o dość zróżnicowanej naturze – od złupkowania spękaniaowego, poprzez krystalizacyjne do laminacji metamorficznej. Lineacja  $L_2$

<sup>1</sup> Cyfry arabskie, poczynając od 0 i 1 do 5 zamieszczone przy symbolach  $S$ ,  $L$ ,  $F$ ,  $D$ , są umowne i odnoszą się wyłącznie do sekwencji zjawisk obserwowanych w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka.



towarzysząca fałdom  $F_2$  jest uzależniona w dużym stopniu od charakteru złupkowania  $S_2$ . Najczęściej nosi ona cechy zmarszczek, lineacji krystalizacyjnej i intersekcyjnej. W orientacji przestrzennej omawianych struktur da się wyróżnić szereg prawidłowości:

- laminacja  $S_1$  układa się w pas walca, w osi którego występuje lineacja  $L_2$  i osie fałdów  $F_2$  (fig. 4b, c, f, g, h, i, l, o, p);

- złupkowanie  $S_2$  zapada generalnie stromo ku NW (fig. 4a, c, d, e, f, g, j, k, l, m, n) z wyjątkiem dwóch przypadków, gdzie zapad skierowany jest również stromo, raz ku SW (fig. 4p) i raz ku SE (fig. 4r);

- lineacja  $L_2$  i osie fałdów  $F_2$  są pozornie tylko nieuporządkowane przestrzennie. Elementy te naniesione na jeden diagram (fig. 4s) dają obraz zbliżony do pasa walca o osi łagodnie zanurzającej się ku SE.

Kolejna generacja drobnych struktur reprezentowana jest przez gufraż  $L_3$ , któremu towarzyszy często złupkowanie krenulacyjne  $S_3$ . Elementy te nie odznaczają się uporządkowaniem przestrzennym. Istnieje podejrzenie, że w wielu przypadkach gufraż  $L_3$  nakłada się zgodnie na gufraż  $L_2$ . Najczęściej znajduje się on w położeniu prawie zgodnym z  $L_2$  lub ukośnym względem  $L_2$ . W jednym tylko przypadku odnotowano prawie prostopadły jego przebieg w stosunku do  $L_2$  (fig. 4a).

Do następnej generacji drobnych struktur należą, jak się wydaje, fałdy wielkopromienne i budiny. Jedne i drugie reprezentowane są przez dwa krzyżujące się systemy, z których jeden przebiega w przybliżeniu równoległe, a drugi prostopadle do lineacji  $L_2$  i fałdów  $F_2$ . Nie da się wykluczyć, że mamy tu do czynienia ze strukturami krzyżowych fałdów  $F_4$  i krzyżowych budin  $L_4$ , które powstały synchronicznie, lecz w różnym polu naprężeń. Można przypuszczać, że krzyżowe budiny  $L_4$  powstały w obszarach elewowanych tektonicznie kopuł, a krzyżowe fałdy  $F_4$  w tworzących się w tym czasie depresjach.

Do struktur najmłodszych, nie licząc odkształceń dysjunktywnych, należą fałdy dachowe i drobne fleksury  $F_5$  o wąskich skłonach fleksuralnych. Stwierdzano je sporadycznie i może dlatego jest trudno zorientować się, czy odznaczają się one przestrzennym uporządkowaniem.

Przedstawiona charakterystyka mezostrukturalna skłania do refleksji: czy rzeczywiście polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok—Skrzyńka odznaczają się identycznym co do następstwa i wieku rozwojem mezostruktur, jak seria strońska i występujące w niej gnejsy?

Problem ten postaram się naświetlić z punktu widzenia analizy mezostrukturalnej.

W ubiegłym dziesięcioleciu uwagę moją zwracały między innymi zagadnienia relacji wiekowej: gnejsy gierałtowskie—gnejsy śnieżnickie. W opracowaniach wykonanych dla ING PAN (1981, 1983, 1985) starałem się wykazać istnienie dwóch różnowiekowych odmian skalnych określanych w terenie i opisywanych w literaturze jako gnejsy gierałtowskie. Zjawisko to zaznacza się bardzo czytelnie w gnejsach okolicy Stójkowa k. Łądka Zdroju. Odmiana starsza, migmatyczna, zdeformowana jest tutaj w penetratywne fałdy dysharmonijne i similarne  $F_2$ , a młodsza pojawia się jako różnej wielkości laminy, soczewy i warstwy (fig. 5), przebiegające zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów  $F_2$ , i reprezentowana jest przez średniokrystaliczne gnejsy smugowane. Obserwacje mezostrukturalne (Dumicz 1981, 1983, 1985) sugerują następującą kolejność zjawisk, które doprowadziły do powstania omawianych odmian gnejsów:

- rozwój gnejsów migmatycznych;
- zdeformowanie gnejsów migmatycznych w fałdy  $F_2$  i powstanie złupkowania krystalizacyjnego  $S_2$  zgodnego z przebiegiem powierzchni osiowych fałdów  $F_2$ ;

- strefowe przekształcenia złupkowania krystalizacyjnego  $S_2$  w powierzchnie zgnejsowania  $S_2+S_3$  (rozwój odmian gnejsów typu śnieżnickiego oraz stref mylonitycznych, a także lineacji  $L_3$  miejscami zbliżonej do roddingu);

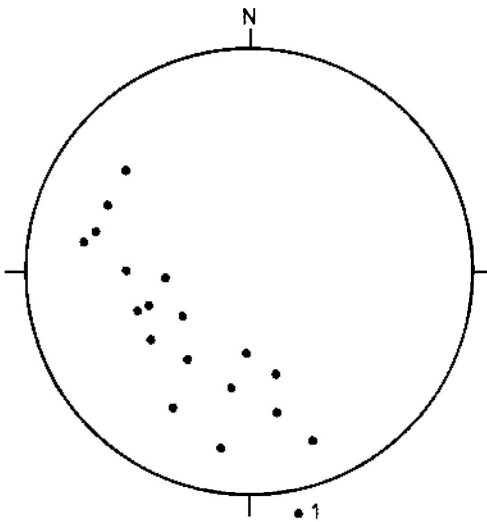
- rekrytalizacja rozwijająca się zwłaszcza w strefach skatakazowanych. W miejscach, gdzie proces ten objął większe obszary, skała nabrała cech smużystej odmiany gnejsów określanych również mianem gierałtowskich o słabo wyrażonej teksturze kierunkowej  $S_3$ . Położenie i wzajemne zależności przestrzenne mezostruktur w gnejsach gierałtowskich starszej i młodszej generacji w S części odsłonięcia w Stójkowie obrazują diagramy punktowe (fig. 6–8) i diagram interpretacyjny (fig. 9), a w jego części N – diagramy punktowe (fig. 10–12) i diagram interpretacyjny (fig. 13).

Z innych obserwacji naświetlających omawiany problem należy wymienić zjawiska charakterystyczne dla czwartego etapu rozwojowego metamorfizmu Łądka—Śnieżnika, które miały miejsce po dynamometamorficznych procesach etapu trzeciego. W materiałach konferencji terenowej (Dumicz 1976) przedstawiłem je w sposób następujący: „W etapie czwartym omawiany tektogen uległ jeszcze raz dość intensywnemu sfałdowaniu, w wyniku



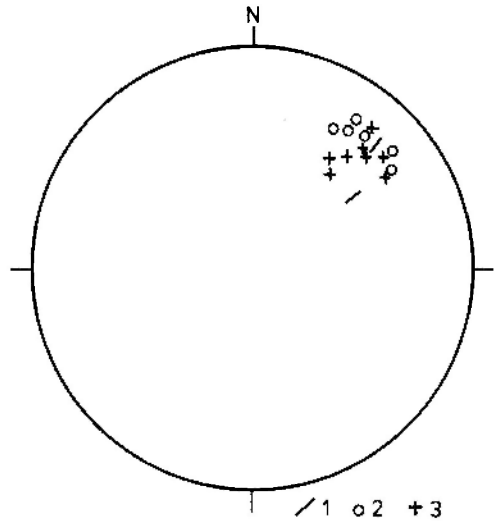
**Fig. 5.** Fragment odsłonięcia naturalnego gnejsów gierałtowskich w Stojkowie k. Łądka-Zdroju. Widoczne są w nim dwie generacje skał: starsza, przedkataklastyczna o cechach migmatycznej odmiany gnejsów gierałtowskich, zdeformowanych w drobne, reliktoowo zachowane fałdy  $F_2$  i młodsza, pokataklastyczna, smugowana, rozwijająca się strefowo na ogół zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów  $F_2$

Fragment of natural outcrop of Gierałtów gneisses at Stójków near Łądek-Zdrój. Visible are two generations of rocks: the older one, developed prior to cataclasis, showing features of migmatitic variety of Gierałtów gneisses, deformed by small, relict  $F_2$  folds; the younger one is post-cataclastic, flaser gneiss developed zonally, usually following axial planes of  $F_2$  folds



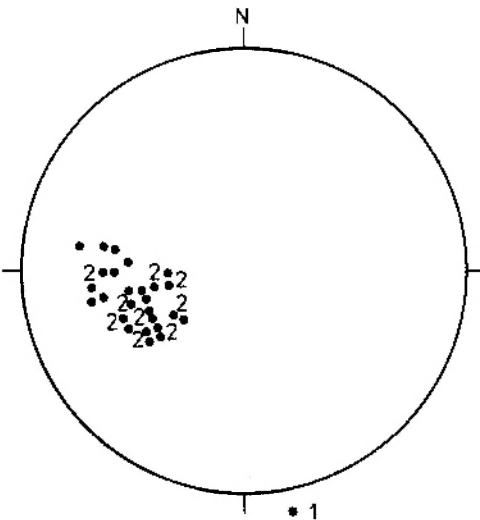
**Fig. 6.** Diagram punktowy laminacji  $S_1$  w gnejsach gierałtowskich starszych S części odsłonięcia w Stójkowie k. Łądko-Zdroju

Point diagram of  $S_1$  lamination in older Gieraltów gneisses, S part of outcrop at Stójków near Łądek-Zdrój



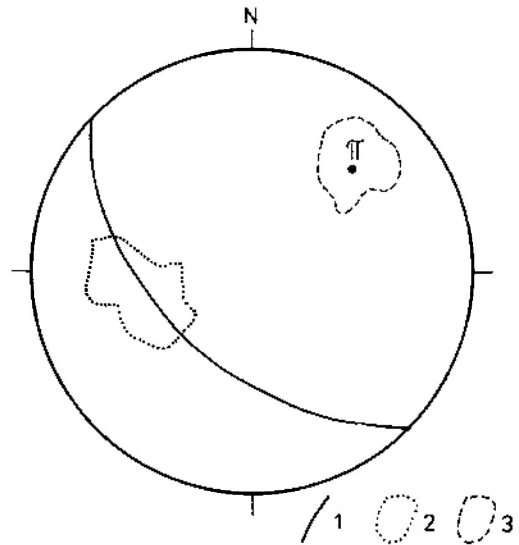
**Fig. 8.** Diagram punktowy osi fałdów i struktur liniowych w gnejsach S części odsłonięcia w Stójkowie k. Łądko-Zdroju. 1 – osie fałdów  $F_2$ ; 2 – lineacja krenulacyjna i krystalizacyjna  $L_3(S_1/S_3)$ .  $\Pi$  – oś pasa rozrzutu normalnych do laminacji  $S_1$

Point diagram of fold axes and of linear structures in gneisses, S part of outcrop at Stójków near Łądek-Zdrój. 1 –  $F_2$  fold axes; 2 –  $L_2$  crenulation and recrystallization lineation; 3 –  $L_3(S_1/S_3)$  intersection lineation



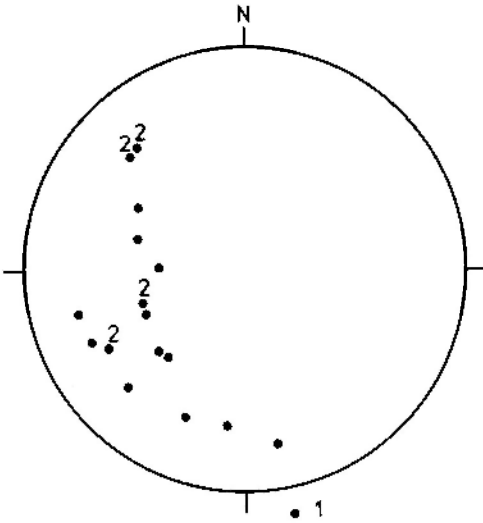
**Fig. 7.** Diagram punktowy zgnejszowania  $S_{2+3}$  w gnejsach typu śnieżnickiego oraz laminacji i smugowania  $S_3$  w gnejsach gierałtowskich młodszych S części odsłonięcia w Stójkowie k. Łądko-Zdroju

Point diagram of gneissosity  $S_{2+3}$  in Śnieżnik-type gneisses and of lamination and flaser structures in younger Gieraltów gneisses, S part of outcrop at Stójków near Łądek-Zdrój



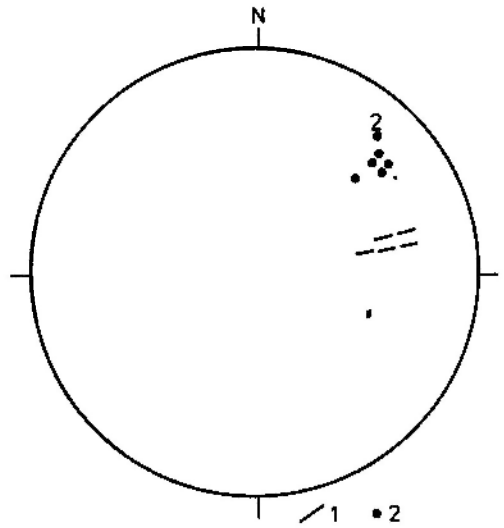
**Fig. 9.** Diagram interpretacyjny struktur przedstawionych na fig. 6–8. 1 – pas rozrzutu normalnych do laminacji  $S_1$ ; 2 – pole rozrzutu normalnych do zgnejszowania  $S_{2+3}$  oraz laminacji i smugowania  $S_3$ ; 3 – pole rozrzutu fałdów  $F_2$ , lineacji krenulacyjnej i krystalizacyjnej  $L_2$  oraz lineacji intersekcyjnej  $L_3(S_1/S_3)$ .  $\Pi$  – oś pasa rozrzutu normalnych do laminacji  $S_1$

Diagram showing interpretation of structures illustrated in Figs. 6–8. 1 – great circle of distribution of poles to lamination  $S_1$ ; 2 – field of distribution of poles to gneissosity  $S_{2+3}$ , to lamination and flaser structures  $S_3$ ; 3 – field of distribution of  $F_2$  fold axes, of crenulation and recrystallization lineation  $L_2$  and intersection lineation  $L_3(S_1/S_3)$ .  $\Pi$  – axis of great circle distribution of poles to lamination  $S_1$



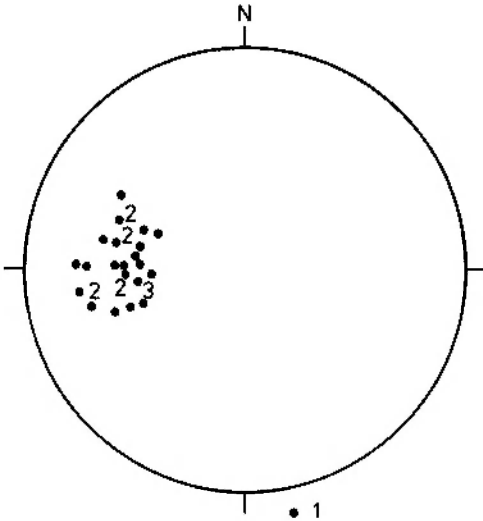
**Fig. 10.** Diagram punktowy laminacji  $S_1$  w gnejsach gieraltowskich starszych N części odsłonięcia w Stójkowie k. Łądką-Zdroju

Point diagram of  $S_1$  lamination in older Gieraltów gneisses, N part of outcrop at Stójków near Łądek-Zdrój



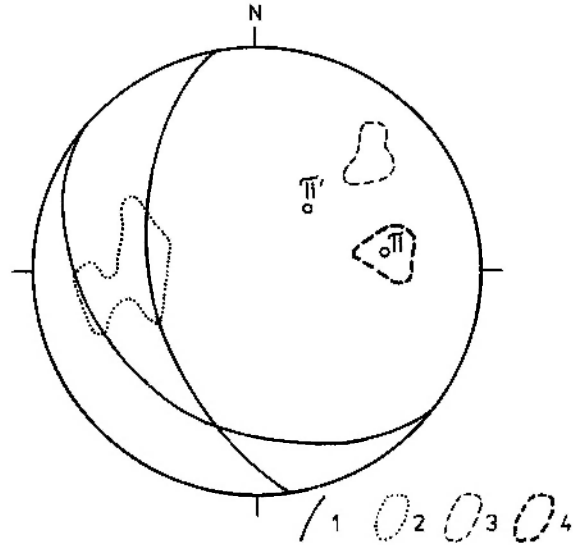
**Fig. 12.** Diagram punktowy osi fałdów i struktur liniowych w gnejsach N części odsłonięcia w Stójkowie k. Łądką-Zdroju. 1 – osie fałdów  $F_2$ ; 2 – lineacja o charakterze roddingu  $L_3$

Point diagram of fold axes and linear structures in gneisses in N part of outcrop at Stójków near Łądek-Zdrój. 1 –  $F_2$  fold axes; 2 –  $L_3$  rodding-type lineation



**Fig. 11.** Diagram punktowy zgnejszowania  $S_{2+3}$  w gnejsach typu śnieżnickiego oraz laminacji i smugowania  $S_3$  w gnejsach gieraltowskich młodszych N części odsłonięcia w Stójkowie k. Łądką-Zdroju

Point diagram of gneissosity  $S_{2+3}$  in Śnieżnik-type gneisses and of lamination and flaser structures  $S_3$  in younger Gieraltów gneisses, N part of outcrop at Stójków near Łądek-Zdrój



**Fig. 13.** Diagram interpretacyjny struktur przedstawionych na fig. 10–12. 1 – pas rozrzutu normalnych do  $S_1$ ; 2 – pole rozrzutu normalnych do zgnejszowania  $S_{2+3}$ ; 3 – pole rozrzutu lineacji o charakterze roddingu  $L_3$ ; 4 – pole rozrzutu osi fałdów  $F_2$ ; II i II' – osie rozrzutu laminacji  $S_1$

Interpretation diagram of structures shown in Figs. 10–12. 1 – great circle of distribution of poles to  $S_1$ ; 2 – field of distribution of poles to gneissosity  $S_{2+3}$ ; 3 – field of distribution of rodding-type lineation  $L_3$ ; 4 – field of distribution of  $F_2$  fold axes; II and II' – axes of distribution girdles of poles to lamination  $S_1$

którego powstała większość obserwowanych obecnie dużych form fałdowych wydzielanych na mapach geologicznych jako synkliny i antykliny o dość zróżnicowanym przebiegu osi. Jest to czwarta generacja fałdów  $F_4$ , która zaznaczyła się w mezostrukturach przeważnie fałdami koncentrycznymi, wykazującymi często w swych partiach przegubowych zjawiska lokalnej rekrytalizacji, prowadzącej niekiedy do powstania skał o charakterze migmatytów". Badania późniejsze (Dumicz 1978) potwierdziły, że fałdy  $F_4$ , występujące zwłaszcza w niektórych odmianach gnejsów gieraltowskich, powstały w warunkach dużego uplastycznienia, sprzyjającego dysharmonijnym odkształceniom. Sądząc z morfologii fałdów  $F_4$  stopień uplastycznienia mas skalnych w czwartym etapie deformacji był różny i uwarunkowany, jak się wydaje, w dużej mierze energią cieplną wywołaną mechanicznym miażdżeniem mas skalnych w procesie kataklazy i mylonityzacji w czasie trzeciego etapu rozwojowego.

Dobłą ilustracją przedstawionej interpretacji jest duże odsłonięcie gnejsów śnieżnickich i gieraltowskich położone w Międzygórzu na lewym zboczu doliny Wilczki. Gnejsy gieraltowskie reprezentowane są tutaj przez odmianę średniokrystaliczną, smugowaną, ze słabo widoczną laminacją. Gnejsy śnieżnickie zaś przez odmianę lamino-soczewkowo-oczkową z charakterystycznym dla tych skał zgnejsowaniem. W ich strefie granicznej zaznacza się na małej przestrzeni stopniowe przejście jednych odmian w drugie.

Obserwacje mezostrukturalne (fig. 14–17) wskazują na bardzo zmienne położenie laminacji i smugowania w gnejsach gieraltowskich (fig. 14), wywołane obecnością licznych fałdów o zróżnicowanej morfologii, powstałych w procesie zginania z widocznym udziałem mechanizmu translacji i płynięcia (fig. 18a–d)<sup>2</sup>. Układają się one w dwa prawie prostopadłe względem siebie systemy: NE–SW położony subhoryzontalnie i NW–SE zanurzający się ku SE. Obserwacje terenowe wskazują, że są one równoległe i tworzą jeden typ fałdów krzyżowych.

Zupełnie inny obraz wykształcenia i przebiegu drobnych struktur przedstawiają gnejsy śnieżnickie. Widoczne w nich zgnejsowanie położone jest subhoryzontalnie z przewagą zapadów łagodnie skierowanych ku SW, a struktury liniowe, repre-

<sup>2</sup> Rysunki zamieszczone na figurze 18 wykonał J. Don podczas odbytej wspólnie ze mną wycieczki geologicznej do Międzygórza.

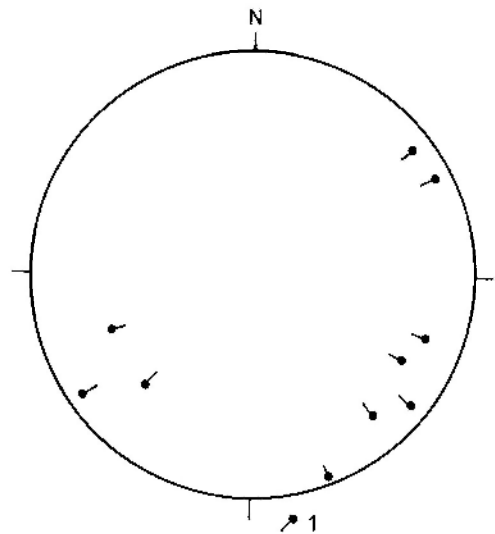


Fig. 14. Diagram laminacji w gnejsach gieraltowskich okolicy Międzygórza. 1 – normalne do smugowania i laminacji  $S_3$  w gnejsach gieraltowskich

Diagram of lamination in Gieraltów gneisses around Międzygórze. 1 – poles to flaser structures and lamination  $S_3$  in Gieraltów gneisses

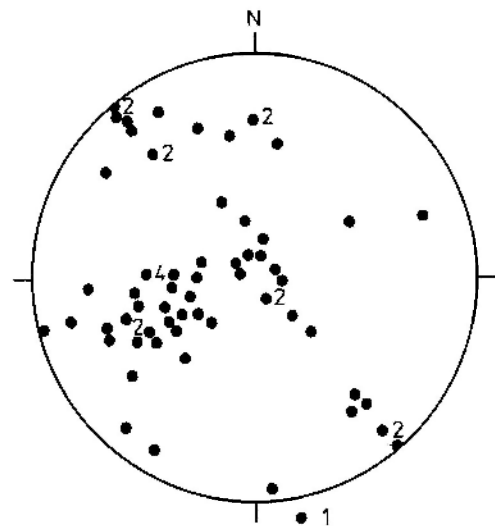


Fig. 15. Diagram osi fałdów w gnejsach gieraltowskich okolicy Międzygórza. 1 – osie fałdów  $F_4$

Diagram of fold axes in Gieraltów gneisses around Międzygórze. 1 –  $F_4$  fold axes

zentowane przez lineację krystalizacyjną i zjawiające się strefowo zmarszczkowania (fig. 18e), zanurzają się ku SSE (fig. 16). Relację przestrzenną mezostruktur w gnejsach gieraltowskich i śnieżnickich przedstawia diagram interpretacyjny na figurze 17, oparty na diagramach punktowych (fig. 14–15). Obserwacje te wskazują jednozna-

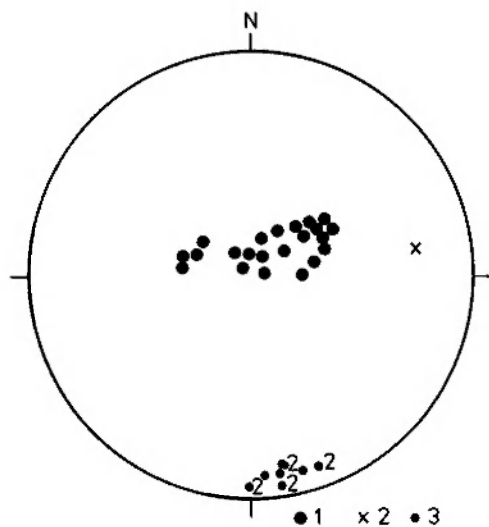


Fig. 16. Diagram mezostruktur w gnejsach śnieżnickich okolicy Międzygórza. Normalne do: 1 – zgnejsowania  $S_{2+3}$ , 2 – powierzchni osiowych asymetrycznego gufrażu  $L_3$ . Struktury linijne: 3 – lineacja krystalizacyjna i drobny gufraż ( $L_3$ )

Diagram of mesostructures in Śnieżnik gneisses of the vicinity of Międzygórza. Poles to: 1 – gneissosity  $S_{2+3}$ , 2 – axial planes of asymmetric crenulations  $L_3$ . Linear structures: 3 – recrystallization lineation and line crenulations ( $L_3$ )

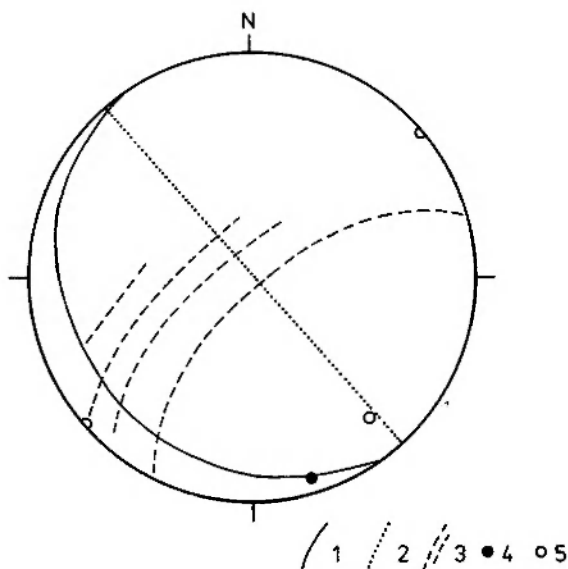


Fig. 17. Diagram interpretacyjny mezostruktur, oparty na diagramach przedstawionych na fig. 14–16. 1 – uśrednione położenie zgnejsowania  $S_{2+3}$  w gnejsach śnieżnickich. Rozrzut laminacji i smugowania  $S_3$  w gnejsach gierałtowskich: 2 – w pas walca, 3 – w pas stożka; 4 – lineacja krystalizacyjna i drobny gufraż w gnejsach śnieżnickich; 5 – uśrednione położenie osi krzyżowych fałdów  $F_4$  w przybliżeniu zbieżne z osiami walcowego i stożkowego rozrzutu laminacji i smugowania  $S_3$  w gnejsach gierałtowskich

Interpretation diagram of mesostructures, based on diagrams from Figs. 14 to 16. 1 – mean attitude of gneissosity  $S_{2+3}$  in Śnieżnik gneisses. Distribution of lamination and flaser structures  $S_3$  in Gierałtów gneisses: 2 – in a great circle, 3 – in a

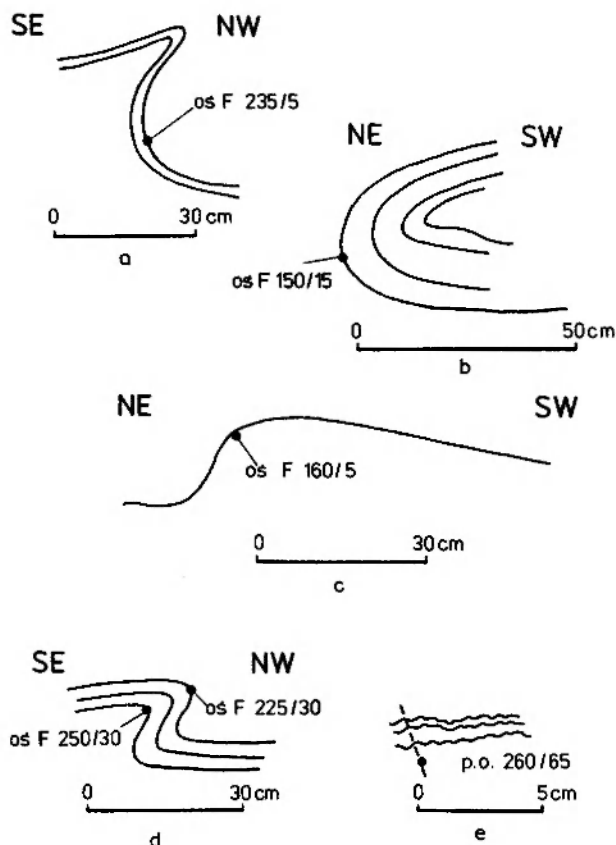


Fig. 18. Przykłady zróżnicowanych morfologicznie fałdów  $F_4$  w gnejsach gierałtowskich (a, b, c, d) i gufraż  $L_3$  w gnejsach śnieżnickich (e)

Examples of morphologically varied  $F_4$  folds in Gierałtów gneisses (a, b, c, d) and crenulation lineation in Śnieżnik gneisses (e)

cznie na zdecydowanie różny styl deformacji w gnejsach śnieżnickich i gierałtowskich, chociaż skały te, jak wskazują badania Smulikowskiego (1957, 1960, 1979), odznaczają się zbliżonym lub identycznym chemizmem i składem mineralnym. Powinny one zatem reagować w podobny sposób na czynniki wywołujące deformacje, jeżeli te przebiegały w zbliżonych warunkach fizykochemicznych. Jeżeli tak się nie dzieje, to w grę wchodzi strefowa ich zmienność, co w omawianym przypadku mogło być wywołane, podobnie jak w gnejsach okolicy Stójkowa, odkształceniami dysjunktywnymi. Zapoczątkowały one proces kataklazy, w ślad za którym nastąpiła rekrytalizacja doprowadzająca do powstania młodszej generacji

small circle; 4 – crystallization lineation and fine crenulation lineation in Śnieżnik gneisses; 5 – mean attitude of axes of  $F_4$  cross-folds, approximately concordant with great and small circle distribution of poles to lamination and flaser structures  $S_3$  in Gierałtów gneisses

gnejsów. Objęte tym procesem strefy reagowały plastycznie na odkształcenia czwartego etapu deformacji  $D_4$ . Z dotychczasowych obserwacji wynika, że przebieg ich jest na ogół zgodny z powierzchniami osiowymi fałdów  $F_2$  i złupkowaniem krystalizacyjnym  $S_2$ , a miąższość bardzo różna: w Stójkowie rzędu decymetrów i metrów, w Międzygórzu – kilkudziesięciu metrów, a w strefie dyslokacyjnej Złoty Stok-Skrzynka – kilkaset i więcej metrów.

Przedstawione obserwacje pozwalają, ażeby opisane w niniejszym artykule najstarsze, pomylonityczne mezostruktury  $L_2$   $F_2$   $S_2$  strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka łączyć z czwartym etapem rozwojowym  $D_4$  metamorfizmu Łądko-Śnieżnika, a następne – odpowiednio z młodszymi, tak jak to ilustruje tabela 1.

Przeprowadzona analiza mezostrukturalna zmierzająca do wyjaśnienia sekwencji zjawisk tektonicznych i następstwa formacji gnejsowych omawianych regionów daje podstawę do sformułowania dwu tez:

– mezostruktury metamorfizmu Łądko-Śnieżnika i strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka, aczkolwiek odznaczają się podobną morfologią i podobnym następstwem, należą do dwóch różnych podcyklów rozwojowych tektogenu Ziemi Kłodzkiej:

– w metamorfizmu Łądko-Śnieżnika istnieją,

**Tabela 1.** Zestawienie i paralelizacja wiekowa mezostruktur tektonicznych metamorfizmu Łądko-Śnieżnika i strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka

Etapy deformacji i procesów metamorficznych	Efekty deformacji i procesów metamorficznych ( $S$ – struktury płaskie, $F$ – fałdy, $L$ – lineacje)	
	metamorfizm Łądko-Śnieżnika	strefa tektoniczna Złoty Stok-Skrzynka
$D_7$		$F_{7(5)}$ *
$D_6$		$F_{6(4)}$ , $L_{6(4)}$
$D_5$	$F_5$	$S_{5(3)}$ , $L_{5(3)}$
$D_4$	$F_4$ , $L_4$	$S_{4(2)}$ , $F_{4(2)}$ , $L_{4(2)}$
$D_3$	$S_3$ , $F_3$ , $L_3$	Zniszczenie efektów deformacji $D_1$ i $D_2$ w wyniku kataklazy, mylonityzacji i blastezy, rozwój wstęgowania mylonitycznego i laminacji metamorficznej $S_{3(1)}$
$D_2$	←—————	$S_2$ , $F_2$ , $L_2$ —————→
$D_1$	←—————	$S_1$ , $F_1$ —————→

\* Cyfry arabskie umieszczone w nawiasach mówią o kolejności zjawisk w strefach, w których efekty deformacji  $D_1$  i  $D_2$  uległy całkowitemu zniszczeniu, a najstarszą, widoczną mezoskopowo strukturą jest nowo powstała laminacja metamorficzna bądź wstęgowanie mylonityczne.

obok gnejsów śnieżnickich, dwie różnowiekowe odmiany gnejsów, które w obserwacjach polowych i w literaturze określane są jako gnejsy gierałtowskie.

## WIEK

Przyporządkowanie wieku tym procesom jest ułatwione w pewnym stopniu czytelnie wyrażonym na ogół ich następstwem, które daje się odczytać przede wszystkim metodami analizy mezostrukturalnej. Posługując się nimi przedstawiłem przed laty (Dumicz 1976, 1979) próbę ustalenia wieku procesów tektonometamorficznych serii krystalicznych Ziemi Kłodzkiej. Dopuszcza ona wiązanie całości tych procesów z epoką waryscyjską, co uzasadniłem szczegółowo w wyżej cytowanych pracach i dlatego nie będę tutaj powtarzał tej argumentacji. Ograniczę się jedynie do skrótowego przedstawienia jej wyników i do spojrzenia na nie w świetle badań uzupełniających, zawartych w niniejszym artykule.

Fałdowania inicjalne tektogenu Ziemi Kłodzkiej na obszarze metamorfizmu Łądko-Śnieżnika miały prawdopodobnie miejsce, jak starałem się dowieść (1976, 1979), najpóźniej w starowaryscyjskiej epoce fałdowej, być może podczas fałdowań orkadzkich, i przebiegały w dwu bezpośrednio po

sobie następujących etapach. Etap starszy  $D_1$  tektogeniczny odbywał się w polu kompresji tangencjalnej (powstanie fałdów  $F_1$ , rozwój metamorfizmu progresywnego), a młodszy  $D_2$ , orogeniczny, zapoczątkowany został w warunkach ciśnienia zbliżonego do hydrostatycznego, lecz następnie przebiegał w polu kompresji pionowej wywołanej ciężeniem grawitacyjnym nadległych, nieuplastycznionych mas skalnych (blasteza mikroklonowa wiodąca do powstania serii gnejsowych, rozwój fałdów similarnych i dysharmonijnych  $F_2$  oraz złupkowania krystalicznego  $S_2$  zorientowanego na ogół zgodnie z powierzchniami osiowymi fałdów  $F_2$  i zajmującego wówczas położenie zbliżone do horyzontalnego).

Istotną, uzupełniającą obserwacją do przedstawionego rozwoju tekto- i orogenicznego jest rozpoznanie w obrębie gnejsów gierałtowskich dwu różnowiekowych generacji, z których tylko starsza, powszechnie rozwinięta związana jest z etapem  $D_2$ .



Po starszym podcyklu fałdowań waryscyjskich  $D_1$ ,  $D_2$  metamorfik Łądko-Śnieżnika w dążności do wyrównania równowagi izostatycznej zajmował coraz wyższe poziomy hipsometryczne, ulegał stopniowej konsolidacji i daleko idącej degradacji, a następnie doszło tutaj do lokalnej subsydencji. Okres ten rejestrują odkryte przez Kaszę (1958, 1964) zlepińce z Kletna wieku górnodońskiego lub dolnokarbońskiego.

Młodszy podcykl fałdowań waryscyjskich nastąpił już po zdeponowaniu zlepińców z Kletna i zaznaczył się również dwoma bardzo intensywnymi etapami deformacji  $D_3$  i  $D_4$ .

Etap starszy  $D_3$  przebiegał, jak to przedstawiłem wcześniej (1976), w polu pary sił działającej w płaszczyźnie pionowej o wektorach skierowanych subhoryzontalnie, tj. mniej więcej równoległe do położenia złupkowania  $S_2$ . Układ ten wywarł zasadniczy wpływ na przebieg dalszych wydarzeń. Doprowadził on przede wszystkim do mechanicznego uruchomienia powierzchniowych nieciągłości fizycznych z poprzedniego etapu deformacji  $D_2$ , tj. wzdłuż złupkowania krystalizacyjnego  $S_2$ . W fazie początkowej doszło tu do przeobrażeń dynamicznych i rozwoju nasunięć z odkłucia. Najintensywniej zaznaczyły się one w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka. Tam też najlepiej została poznana ich natura dzięki petrologicznym opracowaniom Kozłowskiej-Koch (1971, 1973). Powszechny rozwój kataklazy i mylonitacji, jaki towarzyszył temu procesowi, spowodował, jak już zaznaczyłem wcześniej i jak wynika pośrednio z prac wyżej cytowanej autorki, całkowite zniszczenie i zatarcie wcześniejszych efektów deformacji tektonicznych w łupkowej serii strońskiej i w seriach gnejsowych. Dalsze przeobrażenia, uwarunkowane wzrostem temperatury, doprowadziły do powstania bardzo złożonej grupy skalnej, którą Kozłowska-Koch określa mianem polimetamorfitów i zalicza do niej również gnejsy haniackie wiążąc je słusznie z epoką waryscyjską, z okresem bezpośrednio poprzedzającym górnokarbońską intruzję granitoidów kłodzko-złotostockich.

Podobne zjawiska, lecz na mniejszą skalę, miały również miejsce na obszarze metamorfiku Łądko-Śnieżnika. Świadczą o tym przedstawione wcześniej przykłady ze Stójkowa i Międzygórza, gdzie rozpoznano je metodami analizy mezostrukturalnej.

Kolejny, czwarty etap deformacji  $D_4$  jest w zasadzie kontynuacją etapu  $D_3$ . Odbył się on jednak w całkowicie zmienionych warunkach fizykochemicznych środowiska. Na zmianę ich

miały zasadniczy wpływ dwa zjawiska: (1) strefowy przebieg miażdżenia mechanicznego skał w procesie kataklazy i (2) związany z tym procesem rozwój nasunięć powodujący znaczne spiętrzenie mas skalnych u schyłku trzeciego etapu deformacji  $D_3$ .

Zjawisko pierwsze spowodowało strefowy przyrost temperatury i spadek ciśnienia kierunkowego a drugie – regionalny wzrost temperatury i ciśnienia hydrostatycznego. Doprowadziło to do zmiany i zróżnicowania strefowego warunków fizykochemicznych środowiska skalnego, co wyraziło się strefowym zróżnicowaniem zachodzących w nim procesów metamorficznych i tektonicznych.

Strefy przeobrażone dynamicznie i objęte następnie, jak wykazała Kozłowska-Koch (1971, 1973), metamorfizmem progresywnym reagowały inaczej na odkształcenia tektoniczne czwartego etapu deformacji  $D_4$  niż skały otoczenia nie wciągnięte w ten proces. Pierwsze odznaczały się dużą podatnością na deformacje plastyczne, a powstające w nich powszechnie mezofałdy  $F_4$  rozwijały się ze wstęgowania mylonitycznego i laminacji metamorficznej  $S_3$ . I tak, w gnejsach gierałtowskich młodszych okolicy Międzygórza powstały wówczas fałdy krzyżowe dysharmonijne uformowane z dużym udziałem mechanizmu płynięcia i translacji. W polimetamorfitach strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka natomiast odkształcenia z tego okresu noszą cechy fałdów similarnych i dysharmonijnych, a niekiedy również ciągnionych. Część z nich odznacza się także obecnością złupkowania osiowego  $S_4$ , najczęściej o charakterze krystalizacyjnym. Nic więc dziwnego, że były one dotychczas mylnie identyfikowane z pierwszą lub drugą generacją struktur tektonicznych metamorfiku Łądko-Śnieżnika. W większości skał tego regionu czwarty etap deformacji  $D_4$  zaznaczył się jednak w sposób odmienny niż w strefach dotychczas opisywanych, chociaż był także uwarunkowany w pewnym stopniu efektami deformacji etapu wcześniejszego  $D_3$ , który doprowadził do powszechnego spiętrzenia mas skalnych i nadał strefowo złupkowaniu  $S_2$  charakter dynamicznego zgnejsowania  $S_{2+3}$ , co szczególnie dobrze uwidocznilo się w niektórych odmianach gnejsów typu śnieżnickiego. Deformacje  $D_4$  przebiegały tutaj, generalnie rzecz biorąc, w warunkach mniejszego uplastycznienia mas skalnych niż w strefach objętych kataklazą i metamorfizmem progresywnym. Efektem ich są fałdy z reguły koncentryczne, morfologicznie bardzo zróżnicowane od wielko- do średniopromiennych

o obłych i dachowych przegubach. Niektóre z nich wykazują lokalnie w partiach przegubowych zjawisko rekrytalizacji prowadzącej niekiedy do powstania skał o charakterze migmatytów. W miejscach o zróżnicowanej kompetencji przelawiających się skał stwierdzono również budiny związane z tym etapem deformacji (Dumicz 1981). Położenie przestrzenne omawianych struktur jest w niewielkim tylko stopniu uporządkowane, co wynikać może między innymi z tego, że niektóre z nich, zarówno fałdy jak i budiny, są typu krzyżowego.

Omawiany etap deformacji  $D_4$  odznacza się dużą intensywnością, na co zwróciłem uwagę już wcześniej, pisząc, że w jego wyniku powstała większość obserwowanych obecnie dużych form fałdowych wydzielonych na mapach geologicznych jako synkliny i antykliny (Dumicz 1976). Posuw fałdowy warunkujący powstanie fałdów  $F_4$  przebiegał wzdłuż tych samych powierzchni co transport tektoniczny w czasie trzeciego etapu deformacji  $D_3$ , tj. wzdłuż złupkowania  $S_{2+3}$  zorientowanego generalnie równoległe do powierzchni osiowych fałdów  $F_2$ , a więc często diagonalnie i poprzecznie względem laminacji  $S_0$  i  $S_1$ . W sumie zjawiska te spowodowały gruntowną przebudowę omawianego tektogenu. Ujmując rzecz ogólnie, polegała ona na podłużnym jego rozczłonkowaniu wzdłuż nasunięć z odkłucia w trzecim akcie deformacji  $D_3$  i na intensywnym sfałdowaniu w czwartym etapie —  $D_4$ .

Powyższe ujęcie zjawisk dobrze koresponduje z wynikami prac Kozłowskiej-Koch (1971, 1973), która wyróżniła w ewolucji polimetamorfitów strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka trzy fazy, tj. kataklazy i mylonityzacji starszej, blastazy oraz kataklazy młodszej. Dwie pierwsze spośród nich odpowiadałyby interwałowi przeobrażeń trzeciego i czwartego etapu deformacji ( $D_3$ ,  $D_4$ ), a trzecia miałyby miejsce znacznie później, już po kolejnej konsolidacji przebudowanego tektogenu.

Dolny zasięg czasowy omawianych etapów  $D_3$  i  $D_4$  organiczają deformowane przez nie zlepienie z Kletna, określane według Kaszy (1958, 1964) jako górnodewońskie lub dolnokarbońskie, a górny — górnokarbońskie intruzje, które przecinają efekty tych deformacji (Dumicz 1976).

Powyższe spostrzeżenia i wyniki badań, jakie uzyskałem ostatnio w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka, sugerują jednoczesność procesów tektonometamorficznych, które uwarunkowały powstanie tej strefy, z deformacjami struktury bardzkiej<sup>3</sup>. W regionie tym, a ściślej w jego wschodniej części Wojciechowska (1975) wyróżni-

ła cztery preintruzywne (w stosunku do granitoidów kłodzko-złotostockich) generacje fałdów  $F_1$ – $F_4$ . Przynależność wiekowa skał, w jakich one występują, nie jest do końca wyjaśniona. Według Bederkego (1927, 1929) i Finckha *et al.* (1942) przeważają tu utwory staropaleozoiczne. Oberc (1953, 1957a, 1972) natomiast uważa, że w tej części struktury bardzkiej zdecydowanie dominują skały dolnokarbońskie, a sporadycznie tylko w partiach osiowych antykliny występują utwory staropaleozoiczne, co uwidocznili także na mapach geologicznych załączonych do cytowanych wyżej prac. Jeśli zawierzmy nowszym badaniom Oberca, to wyróżnione przez Wojciechowską cztery generacje fałdów  $F_1$ – $F_4$  są charakterystyczne dla wszystkich skał paleozoicznych tego regionu, nie wyłączając dolnokarbońskich. Zatem najstarsza z wymienionych generacja fałdów  $F_1$  mogła powstać najwcześniej podczas fazy sudeckiej, co pośrednio wynika również z badań Haydukiewicz (1979, 1981) i Porębskiej (1980) wskazujących na możliwość ciągłości sedymentacji w basenie bardzkim, trwającej od ordowiku do karbonu dolnego włącznie. Oberc (1957, 1957b, 1972) przypisuje fazie sudeckiej wyjątkowe znaczenie w ukształtowaniu struktury bardzkiej i wiąże z nią najintensywniejsze deformacje utworów tego regionu. Zaznaczyły się one, jego zdaniem, powszechnym rozwojem makrofałdów najczęściej obalonych i leżących, łusek i nasunięć. Znajdujemy więc tutaj podobny obraz stylu i skali odkształceń, jak w trzecim etapie deformacji  $D_3$  w metamorfiku Łądka-Śnieżnika i w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka. Można zatem przypuszczać z dużym prawdopodobieństwem, że i w tym przypadku mamy do czynienia z fazą sudecką; dotychczas wiązałem trzeci etap deformacji  $D_3$  tych regionów z fazą późnobretonską lub sudecką (Dumicz 1976, 1979). Bliskość położenia, a być może nawet bezpośrednia styczność struktury bardzkiej i strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka w okresie poprzedzającym intruzję granitoidów kłodzko-złotostockich, jest dodatkowym i ważnym argumentem przemawiającym na rzecz przedstawionej interpretacji.

Przytoczone wcześniej obserwacje wskazują, że czwarty etap deformacji  $D_4$  rozwijał się w następstwie procesów wywołanych w czasie etapu

<sup>3</sup> Pierwsze próby paralelizacji mezostruktur metamorfiku Łądka-Śnieżnika (w tym również strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka), metamorfiku kłodzkiego i struktury bardzkiej podjęła Wojciechowska (1975). Wyniki jej badań przedstawiłem na pierwszych stronach niniejszego artykułu.

trzeciego  $D_3$ , co sugeruje z kolei bliski związek czasowy tych zjawisk w metamorfiku Łądko-Śnieżnika i w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka. A jak przedstawia się ten problem w strukturze bardzkiej? Oberc (1957, 1957b, 1972) wyróżnia tutaj dwie główne fazy fałdowań, a mianowicie wspomnianą już fazę sudecką i przebudowującą jej formy fazę asturyjską. Obie te fazy określa mianem fałdowań ramowych. Nie podważając słuszności przedstawionej interpretacji można spojrzeć również na to zagadnienie jak na proces ciągły, wiążąc poprzeczne sfałdowania struktur wieku sudeckiego z efektem bocznego niedoboru przestrzeni i z dostosowaniem się wtórnych fałdów poprzecznych do ram ograniczających obszar deformowanego zbiornika. Czy proces ten trwał aż do fazy asturyjskiej? Być może, zwłaszcza że ostatnie badania Chorowskiej *et al.* (1986) i Grocholskiego (1986), wskazują, iż rozpoczął się on nieco później, a mianowicie fałdowaniami kruszcogórskimi w dolnym namurze A. W każdym razie mielibyśmy tutaj również

dwa zjawiska przyczynowo ze sobą sprzężone, podobnie jak w przypadku trzeciego i czwartego etapu deformacji ( $D_3$ ,  $D_4$ ) w metamorfiku Łądko-Śnieżnika i strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka. Jest to kolejna przesłanka wskazująca na związek czasowy tych etapów ( $D_3$  i  $D_4$ ) z głównymi fałdowaniami struktury bardzkiej.

Interpretacja ta znajduje również uzasadnienia w procesach geologicznych, jakie miały miejsce w tym czasie na obszarze Sudetów Wschodnich i ich północnym przedpolu. Jedne z intensywniejszych fałdowań przypadają tutaj bowiem na fazę asturyjską, dobrze udokumentowaną w basenie morawsko-śląskim (Unrug, Dembowski 1971). Nie brak jednak głosów sugerujących, że zachodnia część tego basenu uległa wstępnej metamorfozie i intensywnemu sfałdowaniu już w fazie sudeckiej i kruszcogórskiej (Miszewski 1977) niezależnie od obecności niekwestionowanych fałdowań bretońskich, z którymi związane jest nasunięcie ramzowskie.

## WNIOSKI I UOGÓLNIENIA

Przedstawione spostrzeżenia skłaniają do następujących wniosków i uogólnień:

1. Stwierdzone duże analogie wykształcenia i sekwencji powstawania mezostruktur, należących do dwóch różnych podcykli rozwojowych omawianego tektogenu, wskazują, że został on objęty po okresie konsolidacji strefowo zaznaczającym się wzrostem temperatury oraz ciśnienia kierunkowego i hydrostatycznego.

2. Proces ten miał miejsce zapewne w fazie sudeckiej lub kruszcogórskiej. Wynikiem tego procesu jest rozwój nasunięć oraz powstanie polimetamorfitów, w tym również tzw. gnejsów haniackich w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka i gnejsów gieraltowskich młodszych (nazwa robocza) w metamorfiku Łądko-Śnieżnika.

3. Obecne cięcia erozyjne odsłania różne poziomy hipsometryczne uformowanych w tym okresie jednostek tektonicznych. W strukturze bardzkiej rozwijały się one praktycznie bez udziału procesów metamorficznych; w basenie morawsko-śląskim udział tych procesów zaznaczył się w stopniu charakterystycznym dla facji epi, w metamorfiku Łądko-Śnieżnika, a w szczególności w strefie tektonicznej Złoty Stok-Skrzynka, jak wykazała Kozłowska-Koch (1973), serie krystaliczne

uległy tu jednocześnie deformacji i wysokotemperaturowemu metamorfizmowi regionalnemu, co spowodowało w niższych partiach skorupy ziemskiej uruchomienie zdolnej do intruzji magmy granitoidowej masywu kłodzko-złotostockiego.

4. Styl odkształceń i skala przeobrażeń metamorficznych omawianych regionów w młodszym podcyklu waryscyjskim ( $D_3$ ,  $D_4$ ) przypomina w dużym stopniu procesy, jakie rozegrały się w Sudetach Wschodnich, a w szczególności w ich partii granicznej z Sudetami Zachodnimi, tj. w strefie nasunięcia ramzowskiego, któremu przypisuje się jednak wiek bretoński. Być może mamy tutaj do czynienia z migrującą od faz bretońskich do fazy sudeckiej falą deformacji tektonicznych, wywołaną podsuwaniem się ku W serii skalnych Sudetów Wschodnich pod nasuwające się na nie ku E serie Sudetów Zachodnich wzdłuż nasunięcia ramzowskiego. Było ono zapewne główną, lecz nie jedyną powierzchnią transportu tektonicznego w tym czasie. Czy zjawisko to można wiązać z procesem subdukcji? Odpowiedź twierdząca na to pytanie zabrzmiałaby śmiało, ale potraktowana jednocześnie jako koncepcja robocza może spełnić pozytywną rolę w przyszłych badaniach niezależnie od ich wyników potwierdzających czy też obalających tak postawioną tezę.

Opracowanie powyższe zostało wykonane w ramach Centralnego Programu Badań Podstawowych 03.04. Zasadnicze jego tezy zreferowałem na posiedzeniu sesji poświęconej historii ruchów tektonicznych na ziemiach polskich zorganizowanej we Wrocławiu w dniach 17–18 listopada 1986 r. przez Komisję Tektoniki Komitetu Nauk Geologicznych PAN, Instytut Geologiczny – Oddział Dolnośląski i Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego.

## LITERATURA

- BEDERKE E., 1927: Zum Gebirgsbau der mittleren Sudeten. *Geol. Rdsch.*, Bd. 18.
- 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortschr. Geol. Päléont.*, 23.
- BELLIÈRE J., 1971: Mylonites, blastomylonites et domaines polymetamorphiques. *Ann. de la Soc. Géol. de Belgique*, t. 94.
- BURCHART J., 1958: O granitoidach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik Granitoids (Eastern Sudeten). *Arch. Miner.*, t. 22, z. 2.
- CHOROWSKA M., MILEWICZ J., RADLICZ K., 1986: Wstępne wyniki otworu wiertniczego Zdanów IG-1. *Prz. Geol.*, nr 10.
- CWOJDZIŃSKI S., 1976: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Złoty Stok, 1:25 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1977: *Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów, ark. Trzebiezowice, 1:25 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- 1979: *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, ark. Trzebiezowice, 1:25 000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- DON J., 1964: Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfizmu Śnieżnika. The Złote and Krowiarki Mts. as structural elements of the Śnieżnik metamorphic massif. *Geol. Sudetica*, vol. 1.
- 1976: Kakiryty Gór Złotych i ich stosunek do granitoidów kłodzko-złotostockich, [w:] *Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej*. Materiały konferencji terenowej, Międzyzlesie 11–12.09.1976. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- DUMICZ M., 1976: Próba wyjaśnienia tektogenety serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Ibid.*
- 1978: Fałdy koaksjalne o różnych cechach morfologicznych. Wykonanie analizy strukturalnej i poznanie tektogenety metamorfizmu Śnieżnika, [w:] *Zbadanie petrogenety i tektogenety wybranych obszarów metamorficznych Dolnego Śląska*. PAN MR-I, 6A I. 42. Arch. ING PAN, Warszawa.
- 1979: Tectonogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. Próba wyjaśnienia tektogenety serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. *Geol. Sudetica*, vol. 14, z. 2.
- 1981: Rozwój serii skalnych w rejonie Łącka Zdr. w świetle analizy mezostrukturalnej, [w:] *Zbadanie tektogenety krystaliniku Ziemi Kłodzkiej*. PAN MR-I, zad. 9, 3.4. Arch. ING PAN, Warszawa.
- 1983: Wybrane obserwacje mezostrukturalne krystaliniku masywu Śnieżnika w okolicy Młynowca, Suszycy i Łącka Zdr. *Ibid.*
- 1985: Następstwo serii skalnych metamorfizmu masywu Śnieżnika w świetle analizy mezostrukturalnej. *Ibid.*
- FINCKH L., FISCHER G., 1938: *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Blatt Reichenstein*. Berlin.
- FINCKH L., MEISTER E., FISCHER G., BEDERKE E., 1942: *Erläuterungen zu dem Blättern Glatz, Königshain, Reichenstein, Landeck. Geologische Karte 1:25 000*. Preuss. Geol. Landesamt., Berlin.
- GROCHOLSKI A., 1986: Relikty skorupy oceanicznej w waryscyjskiej strukturze Sudetów, [w:] *Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl kaledońsko-waryscyjski*. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- HAYDUKIEWICZ J., 1979: Stratigraphy of the Zdanów series in the northern part of the Bardo unit on the basis of conodonts. Stratygrafia serii zdanowskiej w północnej części struktury bardzkiej na podstawie konodontów. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 2.
- 1981: Pelagiczne twory turneju w południowo-zachodniej części Gór Bardzkich. Turnaisian pelagic rocks in southwestern part at the Góry Bardzkie. *Ibid.*, vol. 16, nr 1.
- KASZA L., 1958: Zagadnienie pometamorficznych zlepieńców krystaliniku Łącka-Snieżnika, [w:] *Materiały do konferencji terenowej na metamorfiku kłodzkim*. Międzygórze 17–22.06.1958. Pracownia Sudecka Zakładu Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.
- 1964: Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. *Geol. Sudetica*, vol. 1.
- KOZŁOWSKA-KOCH K., 1971: The “Haniak Gneisses” near Złoty Stok in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. de la Terre*, vol. 19, no. 4.
- 1973: Polimetamorfity strefy tektonicznej Złoty Stok-Skrzyńka w Sudetach. Polymetamorphites of the Złoty Stok-Skrzyńka Dislocation Zone. *Geol. Sudetica*, vol. 8.
- MISZEWSKI K., 1977: Drobne struktury tektoniczne i następstwa deformacji w warstwach andelskohorskich (południowo-wschodnia część bloku przedsudeckiego). Small scale tectonic structures and sequence of deformations in the Andelska Hora Beds (south-eastern part of the Fore-Sudetic Block). *Ibid.*, vol. 12, nr 2.
- OBERC J., 1953: Problematyka geologiczna Gór Bardzkich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 21, z. 4.
- 1957a: Zagadnienie geologii metamorfizmu zachodniej części Gór Białskich i obniżenia Stronia Śląskiego. *Przewodnik 30 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Wrocław.
- 1957b: *Region Gór Bardzkich (Sudety)*. Wyd. Geol. Warszawa.
- 1972: *Budowa geologiczna Polski. Tektonika, część 2: Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geol., Warszawa.
- PORĘBSKA E., 1980: Stratygrafia, litologia i sedymentacja ordowiku (?), syluru i dewonu dolnego Gór Bardzkich, [w:] *Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych*. Materiały Konferencji Terenowej. Srebrna Góra 20–21.09.1980. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1957: Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego. *Przewodnik 30 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Wrocław.
- 1960: Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains, East Sudetes. *Raport of the International Geological Congress, 21 Session, Norden, Part 14*.
- 1967: Eklogity Gór Śnieżnickich w Sudetach. *Eclogites of*

- the Śnieżnik Mts. in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 3.
- 1976: Ultramafic rocks from the vicinity of Złoty Stok (Lower Silesia). *Bull. Acad. Sc. Sér. Sc. de la Terre*, vol. 24, nr 3-4, s. 244-251.
  - 1979: Ewolucja polimetamorficzna krystaliniku Śnieżnika Kłodzkiego i Gór Złotych w Sudetach. Polimetamorphic evolution of the crystalline complex of Śnieżnik and Góry Złote Mts in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 14, nr 1.
- TEISSEYRE H., 1957: Rozwój budowy geologicznej w rejonie Łądka i Śnieżnika Kłodzkiego. *Przewodnik 30 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Wrocław.
- 1968: Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. On the stratigraphy and structural evolution of the metamorphic series in the Sudetes. *Geol. Sudetica*, vol. 4.
- UNRUG R., DEMBOWSKI Z., 1971: Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 1.
- WOJCIECHOWSKA I., 1975: Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. Tectonics of the Kłodzko-Złoty Stok granitoids massif and its country rocks in the light of mesostructural investigations. *Geol. Sudetica*, vol. 10, nr 2.
- 1976: Następstwo deformacji w polimetamorfitych okolicy Złotego Stoku, [w:] *Problem wieku deformacji serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej*. Materiały konferencji terenowej. Międzyzlesie 11-12.09.1976. Wyd. Uniw. Wrocław., Wrocław.

# ZŁOTY STOK-SKRZYŃKA STRUCTURAL ELEMENT IN THE LIGHT OF MESOSTRUCTURAL ANALYSIS OF ŁĄDEK-ŚNIEŻNIK METAMORPHIC TERRAIN

Marian DUMICZ

Institute of Geological Sciences, University of Wrocław,  
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

## Summary

**ABSTRACT:** A mesostructural study has been performed in the southern part of the Złoty Stok-Skrzyńka structural element and the obtained results discussed in reference to the geological development of the Łądek-Śnieżnik metamorphic terrain and of the Bardo structure. The results of the investigations allowed two basic conclusions to be arrived at:

– the mesostructures of the Łądek-Śnieżnik terrain and of the Złoty Stok-Skrzyńka element, although similar to one another in respect of their morphology and succession, were produced in two different developmental subcycles of the Kłodzko District tectogene;

– the Łądek-Śnieżnik metamorphic terrain contains, apart from the Śnieżnik gneisses, two gneiss varieties differing in the age of formation, called the Gierałtów gneisses in the field work and in literature. The older variety is associated with the older, while the younger with the younger developmental subcycle of this tectogene.

Next, the age of both subcycles has been discussed and the associated tectonometamorphic processes described. The earlier subcycle has been tentatively ascribed to the Early Variscan folding epoch and the two deformation events recognized in this subcycle were termed tectogenic  $D_1$  and orogenic  $D_2$  events. Much more attention has been paid to the later subcycle because of the dominant role it played in the structural development of the discussed areas. This subcycle was also found to comprise two deformation events  $D_3$  and  $D_4$ , which were tentatively correlated with the main folding events in the Bardo structure, the latter events being ascribed to the Sudetic and/or Erzgebirge as well as to the Asturian phases respectively. The Asturian deformations are known both from the Bardo structure and from the Moravian-Silesian basin.

## INTRODUCTION

The first detailed geological map of the northern part of the Złoty Stok-Skrzyńka structural element was made by Finckh and Fischer (1938) and Finckh *et al.* (1942). From among the Polish authors whose work significantly improved our knowledge on the geology of this element, it is Burchart (1958), Don (1964), Kozłowska-Koch (1973), Wojciechowska (1975, 1976) and Cwojdzński (1976, 1977, 1979) that should be recalled here.

Burchart (1958) gave detailed petrological characteristics of the Jawornik granitoids and explained their origin as due to granitization of blastomylonitic rocks from the Złoty Stok-Skrzyńka structural element.

According to Don (1964), the Haniak gneisses, considered by Finckh *et al.* (1942) blastomylonitically reworked Gierałtów and Śnieżnik gneisses, are temporal and genetical equivalent of the Gierałtów gneisses, being associated with the Caledonian epoch.

A careful petrographical study of rocks of the zone under discussion has been performed by Kozłowska-Koch (1973). She termed these rocks polymetamorphites and presented a model of their complex tectonometamorphic evolution including the explanation for the Haniak gneisses of Finckh *et al.*

(1942). According to Kozłowska-Koch's opinion these gneisses formed during the Variscan epoch due to a complex process of cataclasis and mylonitization which affected both the Stronie series as well as the Gierałtów and Śnieżnik gneisses.

Wojciechowska (1975) made the first detailed mesostructural analysis of rocks of the Kłodzko-Złoty Stok granitoid massif and of the nearby part of its envelope. This envelope pertains to three different structural units: the Łądek-Śnieżnik metamorphic terrain (amphibolite facies), Kłodzko metamorphic terrain (greenschist facies) and Bardo structure (only slightly affected by incipient metamorphism in its S and SW parts). The results of Wojciechowska have shown that all the parts of the granitoid massif envelope (including the Złoty Stok-Skrzyńka structural element) revealed identical pre-intrusive deformations, expressed in four successive fold generations  $F_1$  to  $F_4$ .

Cwojdzński presented the first Polish detailed geological map at the scale of 1:25 000 composed of sheet Złoty Stok (1976) and that of Trzebieszowice (1977), which almost completely covered the area of the Złoty Stok-Skrzyńka structural element.

## SEQUENCE OF STRUCTURES

The mesostructural investigations were made in the southern part of the Złoty Stok-Skrzyńka structural element, in the area located between Skrzyńka and Orłowiec (Figs. 2 and 3).

Taken into account were blastomylonitic schists (Figs. 4a to i), leptinites (Figs. 4j to o), amphibolites (Fig. 4p) and Haniak gneisses (Fig. 4r), which belonged to various structural units

(Fig. 3) and were thrust upon one another in the SW direction (Cwojdzinski 1979). The point diagrams in Figure 4a to o present spatial orientation of the analysed planar, linear and fold structures, which developed, as evidenced by field interrelationships, in five deformation events. The mean orientation of these structures is shown in interpretation diagrams drawn on the geological map (Fig. 2). The interpretation diagrams are labelled with the same numbers and letters (4a to r) as the point diagrams (Fig. 4a to r) on the basis of which these interpretation diagrams were drawn.

An overwhelming majority of the examined folds and linear structures is defined by distortion of  $S_1$  lamination<sup>1</sup>. There are several rules which govern their spatial orientation:

–  $S_2$  lamination in structural plots is distributed along great circles whose axes are occupied by  $L_2$  lineation and  $F_2$  fold axes (Figs. 4b, c, f, g, h, i, l, o, p);

–  $S_2$  schistosity usually dips steeply towards the NW (Figs. 4a, c, d, e, f, g, j, k, l, m, n), except for two cases with steep dips to the SW (Fig. 4p) and to the SE (Fig. 4r);

–  $L_2$  lineation and  $F_2$  fold axes only apparently show no evidence of regular spatial orientation. When plotted together (Fig. 4e), they approximately follow a great circle with an axis gently plunging to the SE.

The next generation of minor structures corresponds to  $L_3$  crenulation lineation, often accompanied by crenulation cleavage  $S_3$ ,  $F_4$  open folds and boudins  $L_4$ , and chevron and monoclinical folds  $F_5$ .

The above structural characteristics leads to a question: do actually the polymetamorphites of the Złoty Stok–Skrzynka element contain minor structures of the same age and succession as the Stronie series and the gneissic bodies within it? Below an attempt is made to discuss this problem from the point of view of mesostructural analysis.

For about ten years I have paid close attention among others to the problem of mutual age relations between the Gierałtów and Śnieżnik gneisses. In the projects made for the Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences (Dumicz 1981, 1983, 1985) I attempted to demonstrate the existence of two gneiss varieties of different ages described in the field and in literature under a common name of Gierałtów gneisses. This duality of the Gierałtów gneisses is particularly clear in outcrops at Stójków (near Łądek Zdrój). The older, migmatitic gneisses contain there penetratively developed disharmonic and similar  $F_2$  folds, while the younger medium-grained flaser gneisses are represented by laminae, lenses and layers of various sizes (Fig. 5), parallel to the axial surfaces of  $F_2$  folds. Mesostructural observations (Dumicz 1981, 1983, 1985) suggest the following sequence of events which resulted in the formation of the gneisses under discussion:

- formation of the migmatitic gneisses;
- $F_2$  folding of the migmatitic gneisses, growth of  $S_2$  schistosity parallel to the  $F_2$  axial planes;
- zonal transformation of  $S_2$  schistosity into gneissosity planes  $S_2+S_3$  (formation of the Śnieżnik-type gneiss varieties, of mylonitic zones and of  $L_3$  lineation, in places morphologically close to rodding);
- postdeformational recrystallization operating in particular in the zones of cataclasis. At places where this process

<sup>1</sup> Arabic numerals, from 0 and 1 to 5, placed as indexes to symbols  $S$ ,  $L$ ,  $F$  and  $D$  are conventional and apply only to the phenomena from the Złoty Stok–Skrzynka structural element.

affected the whole volume of rock, it became flaser gneiss sometimes termed “Gierałtów gneisses with weakly developed gneissosity”. The orientation and mutual spatial relations between mesoscopic structures in the younger and older varieties of the Gierałtów gneisses from the outcrop in Stójków are shown in point diagrams (Figs. 6–8) and the interpretation diagram (Fig. 9), and in its N part – the point diagrams (Figs. 10–12) as well as the interpretation diagram from Figure 13.

The other facts which may show light on the problem being discussed are phenomena characteristic of the fourth developmental stage of the Łądek–Śnieżnik metamorphic terrane, which took place after the dynamometamorphic events of the third stage. The morphological features of  $F_4$  folds evidence that the ductility of rock during the fourth deformation event was variable and presumably conditioned mostly by thermal energy produced by the processes of cataclasis and mylonitization of the third event.

A good illustration of the proposed concept is available in an outcrop at Międzygórze, in which there occurs a gradual transition of the Śnieżnik into the Gierałtów gneisses.

The mesostructural data (Figs. 14 to 17) show to very variable attitude of the lamination and flaser structures in the Gierałtów gneisses (Fig. 14), caused by numerous folds of various morphology. These folds were produced by buckling with a share of translation and flow mechanisms (Fig. 18a–d)<sup>2</sup>. The folds comprise two systems of trends almost perpendicu-

**Table 1.** Correlation of mesoscopic tectonic structures in the Łądek–Śnieżnik metamorphic terrane and the Złoty Stok–Skrzynka structural element

Deformation and metamorphic events	Effects of deformation and of metamorphic processes ( $S$ – planar structures, $F$ – folds, $L$ – lineations)	
	Łądek–Śnieżnik metamorphic terrain	Złoty Stok–Skrzynka structural element
$D_7$		$F_{7(5)}$ *
$D_6$		$F_{6(4)}$ , $L_{6(4)}$
$D_5$	$F_5$	$S_{5(3)}$ , $L_{5(3)}$
$D_4$	$F_4$ , $L_4$	$S_{4(2)}$ , $F_{4(2)}$ , $L_{4(2)}$
$D_3$	$S_3$ , $F_3$ , $L_3$	Obliteration of $D_1$ and $D_2$ effects due to cataclasis, mylonitization and blastesis, formation of mylonitic banding and metamorphic lamination $S_{3(1)}$
$D_2$	←—————	$S_2$ , $F_2$ , $L_2^1$ —————→
$D_1$	←—————	$S_1$ , $F_1$ —————→

\* Arabic numerals in brackets indicate the succession of phenomena in the zones in which the effects of  $D_1$  and  $D_2$  deformations have been completely obliterated, and where the oldest mesoscopically visible structure is newly formed metamorphic lamination or mylonitic banding.

<sup>2</sup> Line drawings in Figure 18 were made by J. Don during our excursion to Międzygórze.



lar with respect to each other: NE-SW trending and subhorizontally plunging as well as NW-SE trending and SE plunging folds. Field observations evidence their simultaneous formation as cross-folds.

Entirely different image of the development and attitude of minor structures is represented by the Śnieżnik gneisses. The gneissosity planes are oriented subhorizontally in them and in most cases dip gently to the SW, while the linear structures represented by recrystallization lineation and zonally developed crenulation lineation (Fig. 18e) plunge towards the SSE (Fig. 16). The spatial relations of mesostructures in the Śnieżnik and Gieraltów gneisses are shown in the interpretation diagram of Figure 17 based in turn on point diagrams from Figures 14 to 16. The deformational style is strongly different in the Śnieżnik and Gieraltów gneisses, although both these gneiss varieties are of the same or very similar chemistry and mineral composition (Smulikowski 1957, 1960, 1967). Hence they should respond in the same way to the deformation-driving factors, providing the deformation took place in similar physico-chemical conditions. This was not the case and therefore the zonal variability is invoked for, perhaps associated, as in the gneisses of the Stójków area, with thrusting. The latter may have led to the cataclasis followed by recrystallization which resulted in the formation of the younger gneiss generation. The zones affected by these processes responded plastically to the deformations of the  $D_4$  event. The hitherto made observations seem to show that the

attitude of these zones is parallel to the axial planes of the  $F_2$  folds and to the schistosity  $S_2$ . Variable is the thickness of the zones: in Stójków being of the order of decimetres and a few metres, in Międzygórze — of several tens of metres, in the Złoty Stok-Skrzyńka element — of a few to several hundred metres.

The discussed observations allow the oldest postmylonitic  $L_2$ ,  $F_2$  and  $S_2$  mesostructures of the Złoty Stok-Skrzyńka element to be correlated with the fourth developmental stage  $D_4$  of the Łądek-Snieżnik metamorphic terrain, and the younger structures

— with the subsequent structure generations, respectively, of the Łądek-Snieżnik area, as shown in Table 1.

The performed mesostructural analysis aimed at an explanation of the sequence of the tectonic phenomena and of the succession of the gneiss formations constitutes a basis for the two following conclusions:

— the mesostructures of the Łądek-Snieżnik metamorphic terrane and of the Złoty Stok-Skrzyńka structural element, although displaying a similar morphology and succession, formed in two different development subcycles of the Kłodzko District tectogene;

— in the Łądek-Snieżnik metamorphic terrain there exist, apart from the Śnieżnik gneisses, two varieties of gneisses of different age, termed together the Gieraltów gneisses in the field work and in the literature.

## AGE

Years ago I attempted (Dumicz 1976, 1979) the timing of tectonometamorphic processes operating in the crystalline complexes of the Kłodzko District, basing on the methods of mesostructural analysis. I assumed that all these processes operated during the Variscan epoch and justified this opinion in detail in the above quoted papers. Here I confine myself to a brief repetition of the main arguments which stem from this analysis and to review its results in the light of the complementary investigations reported in this paper.

The initial folding of the Kłodzko District tectogene in the area of the Łądek-Snieżnik presumably took place not later than during the Old Variscan epoch (perhaps during the Orkney phase) and proceeded in two directly connected pulses (Dumicz 1976, 1979). The older, tectogenic  $D_1$  event took place in a tangential compression stress field (formation of  $F_1$  folds, progressive metamorphism), while the younger, orogenic event commenced in conditions of quasi-hydrostatic stress, subsequently transformed into vertical compression field, dominated by the overburden of the overlying rigid rock (microcline blastesis leading to the development of the Gieraltów and Śnieżnik gneisses, similar and disharmonic folding  $F_2$ , formation of  $S_2$  schistosity usually following the axial planes of the  $F_2$  folds and thus oriented almost horizontally).

A significant, complementary observation here presented is the recognition of two generations of the Gieraltów gneisses of different ages. The older, most common generation is thus associated with the  $D_2$  event.

The younger cycle of Variscan folding took place already after the deposition of the Kletno Conglomerate and was characterized by two intense deformation events  $D_3$  and  $D_4$ .

The  $D_3$  event proceeded, as described earlier (Dumicz

1976), in a regime defined by a couple of forces acting in a vertical plane. The vectors of forces were oriented subhorizontally, that is almost parallel to the schistosity  $S_2$ .

The successive  $D_4$  event was in general a continuation of the  $D_3$ . It took place, however, in entirely different environmental conditions in respect of its physico-chemistry. This change in the conditions was mostly due to (1) zonal mechanical crushing of rocks in the processes of cataclasis and (2) the associated thrusting leading to a considerable piling up of rock sequences involved at the turn of the  $D_3$  event.

The first phenomenon resulted in a zonal increase in temperature and hydrostatic pressure. These led to the change and zonal differentiation of physico-chemical conditions of the rock medium being deformed. The latter was recorded in the products of the metamorphic and tectonic processes that operated at that time.

The reported results which I obtained recently in the Złoty Stok-Skrzyńka element suggest that the tectonometamorphic processes decisive for the development of this element should be temporally correlated with the deformation of the Bardo structure<sup>3</sup>, ascribed to the Sudetic and Asturian folding phases by Oberc (1957, 1957b, 1972).

<sup>3</sup> The first attempts to correlate mesostructures of the Łądek-Snieżnik metamorphic terrain (including Złoty Stok-Skrzyńka element), of the Kłodzko metamorphic terrane and of the Bardo structure were undertaken by Wojciechowska (1975). I discussed her results on the first pages of the present paper.

## CONCLUSIONS AND IMPLICATIONS

The discussed results suggest the following conclusions and generalizations:

1. Close analogies have been determined in the development and succession of minor structures coming from two different subcycles of the tectogene development. It follows that the tectogene, after a period of consolidation, was affected by zonally operating tectonometamorphic processes associated with a considerable increase in temperature and the deviatoric as well as hydrostatic stresses.

2. This regeneration took place in the Sudetic and/or Erzgebirge phase and resulted in thrusting and the formation of polymetamorphites, including the Haniak gneisses of the Złoty Stok-Skrzynka element and the younger Gieraltów gneisses (tentative name) in the Łądek-Śnieżnik metamorphic terrane.

3. The present erosional dissection reveals various hypsometric levels of the tectonic units formed at that time: in the Bardo structure they were practically untouched by metamorphic processes; in the Moravian-Silesian basin there occurred some epimetamorphic phenomena, while in the Łądek-Śnieżnik terrane – and in particular in the Złoty Stok-Skrzynka element – the crystalline complexes underwent both deformation and high-temperature regional metamorphism (Kozłowska-Koch 1973) in deep levels of the crust, which led to mobilization of granitoid magma of the Kłodzko-Złoty Stok massif.

4. The deformational style and range of metamorphic changes of the discussed rock complexes during the younger Variscan subcycle ( $D_3$  and  $D_4$ ) resemble to a considerable degree the processes which took place in the East Sudetes, in particular in the border zone with the West Sudetes, that is in the zone of Ramzova thrust. The age of the latter structure is considered as Breton. Perhaps we have to do here with a migrating, from the Breton to the Sudetic phase, wave of tectonic deformation resulting from westward underthrusting of the East Sudetes rock complexes beneath those of the West Sudetes being thrust eastward on the Ramzova thrust. The latter thrust was perhaps the main but not the only zone of the tectonic transport at that time. Can this phenomenon be termed subduction? An affirmative answer for this question would perhaps be rather bold, but considered as a working hypothesis could play a positive role in the future investigations irrespective of their results: confirming either denying such a thesis.

The present work has been sponsored from funds of the Central Programme of Basic Research 03.04. The essential points of the paper were presented on workshop on the history of tectonic movements in Poland, held in Wrocław on 17 to 18th November 1986, under the auspices of the Tectonic Commission of the Committee of the Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Geological Institute – Lower Silesia Branch and the Institute of Geological Sciences, University of Wrocław.

*Translated by Paweł Aleksandrowski*