

# EWOLUCJA STRUKTURALNA JEDNOSTKI SOWIOGÓRSKIEJ NA OBSZARZE PÓŁNOCNEJ CZĘŚCI WZGÓRZ BIELAWSKICH, SUDETY

Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area  
of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

Zbigniew CYMERMAN

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

## SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	191
Wstęp . . . . .	191
Litologia . . . . .	195
Styl i sekwencja mezostruktur tektonicznych . . . . .	200
Pierwsza faza deformacji $D_1$ . . . . .	202
Druga faza deformacji $D_2$ . . . . .	205
Trzecia faza deformacji $D_3$ . . . . .	208
Czwarta faza deformacji $D_4$ . . . . .	210
Piąta faza deformacji $D_5$ . . . . .	212
Makroskopowe struktury tektoniczne . . . . .	213
Analiza diagramów mezoskopowych struktur tektonicznych . . . . .	213
Makroskopowe struktury amfibolitów . . . . .	220
Charakterystyka obrazu makrostruktur tektonicznych . . . . .	222
Rozwój strukturalny jednostki sowiogórskiej . . . . .	225
Wnioski . . . . .	230
Literatura . . . . .	231
Summary . . . . .	235

**STRESZCZENIE:** W północnej części Wzgórz Bielawskich stwierdzono pięć etapów deformacji fałdowych ( $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$ ,  $D_4$  i  $D_5$ ). Penetratywna foliacja, chociaż jest złożoną strukturą planarną, powstała w czasie fazy  $D_1$  i uległa przebudowie podczas młodszych faz deformacji. Rozwój śródfoliacyjnych mezofałdów  $F_1$  i soczew wapienno-krzemianowych spowodowany był działaniem różnych składowych poroździelanej deformacji. Wpływ poroździelanej na elementy składowe totalnej deformacji na rozwój różnorodnych struktur tektonicznych zaznaczył się jeszcze wyraźniej podczas faz deformacji  $D_2$  i  $D_3$ . W czasie tych faz powstały liczne pasemka i strefy mylonityczne  $C_2$  i  $C_3$ , fałdy futerałowe  $F_2$  i  $F_3$ , budinaże  $L_2$  i  $L_3$ . Struktury te rozwijały się w strefach ścinań podanych w warunkach facji amfibolitowej metamorfizmu regionalnego. Faza deformacji  $D_2$  nie różniła się zasadniczo od fazy  $D_3$  ani pod względem warunków metamorfizmu, ani regionalnego pola naprężeń i mechanizmów deformacji. Świadczą o tym między innymi podobne orientacje i styl mezostruktur faz  $D_2$  i  $D_3$ .

Osie głównych makrofałdów, wyznaczone na podstawie pasowego rozrzutu pomiarów foliacji na diagramach, nachylają się na ogół ku SE i pokrywają w orientacji z osiami mezofałdów  $F_2$  i  $F_3$ . Liczne makrosoczewy i makrofałdy, wyznaczone przez ciała amfibolitowe, wpływały na dewiację orientacji osi makrostruktur. Analiza diagramów konturowych penetratywnej foliacji wyodrębniła makrostruktury III-rzędu, które mogą być „duchami” makrofałdów  $F_1$ . Główne makrostruktury powstały prawdopodobnie w czasie fazy  $D_2$  i charakteryzowały się orientacją osi w kierunku W-E. Struktury te podczas fazy  $D_3$  doznały prawoskrętnej rotacji do kierunku NW-SE. Podczas fazy  $D_3$  rozwinęły się też nowe makrofałdy ( $F_3$ ) o osiach nachylonych ku SE. Prawoskrętna rotacja makrofałdów była spowodowana zróżnicowanym przemieszczaniem się pod płaszczowiną sowiogórską zespołu łusek rozczłonkowanego ofiolitu Ślęzy. Procesy te i związane z nimi metamorfizm w facji amfibolitowej odbywały się w czasie faz waryscyjskich.

## WSTĘP

Jedną z największych i najważniejszych jednostek geologicznych w Sudetach jest metamorfik

sowiogórski, najczęściej określany jako blok sowiogórski (fig. 1). Granice trójkątnego zarysu blo-



Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań z zaznaczeniem głównych jednostek geologicznych Sudetów Środkowych. 1 – jednostka sowiogórska (metamorfik sowiogórski); 2 – metamorfik kamieniecko-niemczański; 3 – metamorfik imbramowicki; 4 – jednostka Rudaw Janowickich; 5 – epimetamorfik Gór Kaczawskich; 6 – kompleks ofiolitowy Śleży; 7 – ofiolity Nowej Rudy; 8 – strefa mylonityczna Niemczy; 9 – struktura bardzka; 10 – depresja Świebodzie; 11 – niecka śródsudecka (dolny karbon); 12 – niecka śródsudecka (karbon górny i perm); granitoidy warwscyjskie; 13 – granitoidy strzegomskie; 14 – granity karkonoskie; 15 – granica państwa

Location of the investigated area on the background of the Middle Sudetes. 1 – the Góry Sowie unit; 2 – Kamieniecko-Niemcza metamorphic unit; 3 – Imbramowice metamorphic unit; 4 – Rudawy Janowickie unit; 5 – Góry Kaczawskie epimetamorphic unit; 6 – Śleża ophiolitic complex; 7 – Nowa Ruda ophiolite; 8 – Niemcza mylonitic zone; 9 – Góry Bardzkie unit; 10 – Świebodzie depression; 11 – Intrasudetic Basin (Lower Carboniferous); 12 – Intrasudetic Basin (Upper Carboniferous and Permian); Variscan granitoids; 13 – Strzegom granitoids; 14 – Karkonosze granites; 15 – state boundary

Analizę strukturalną tego obszaru wykonano przy okazji opracowywania *Szczegółowej mapy geotektonicznej sowiogórskiej* mają charakter wtórny, tektoniczny. W północno-zachodniej części blok sowiogórski graniczy z depresją Świebodzie wzdłuż dyslokacji zwanej uskokiem Szczawienka. Północną granicę przedsudeckiej części jednostki sowiogórskiej stanowi również strefa dyslokacyjna, która oddziela między innymi blok sowiogórski od serpentynitowo-gabrowego kompleksu Śleży, uważanego za fragment asocjacji ofiolitowej. Wschodnią granicę jednostki sowiogórskiej przebiega wzdłuż strefy mylonitycznej Niemczy (fig. 1). Strefa ta oddziela jednostkę sowiogórską od metamorfiku niemczańsko-kamienieckiego. Od południa do jednostki sowiogórskiej przylega struktura bardzka, zbudowana ze skał osadowych o wieku od problematycznego ordowiku po kar-

bon dolny (Gunia 1985). Granica między tymi jednostkami wyznaczona jest przez liczne dyslokacje i strefy zbrekcjonowania (Pacholska 1978). Od południowego zachodu jednostka sowiogórska graniczy wzdłuż szeregu dyslokacji (uskoku śródsudeckiego) z karbońskimi osadami niecki śródsudeckiej (W. Grocholski 1958, 1967 a).

Nic więc dziwnego, że wyjaśnienie roli i pozycji geologicznej jednostki sowiogórskiej, znajdującej się w tak różnorodnym otoczeniu (fig. 1), było od dawna wyzwaniem dla geologów (np. Kossmat 1925; Suess 1926, 1935; Bederke 1929, 1934; W. Grocholski 1964, 1966, 1967a, b, 1975; Oberc 1972). Obszerne omówienie historii dotychczasowych badań oraz ich najważniejszych wyników znajdzie czytelnik w pracach W. Grocholskiego (1967a), Kryzy (1981), Guni (1985) i Żelaźniewicza (1987).

Wyjaśnienie wewnętrznej budowy jednostki sowiogórskiej oraz poznanie jej ewolucji tektono-metamorficznej może mieć znaczenie decydujące w rozwiązaniu zagadnień tektogenezy w Sudetach Środkowych. Dotychczasowe badania tektoniczne jednostki sowiogórskiej koncentrowały się zasadniczo jedynie na obszarze Gór Sowich (W. Grocholski 1958, 1964, 1966, 1967a; Żelaźniewicz 1979, 1984a, b, 1985, 1987; Głowacki 1984). Podobnych szczegółowych badań nie wykonano dotąd na obszarze przedgórskiej części tej jednostki. Wykonane ponad dwadzieścia lat temu rekonesansowe i porównawcze prace tektoniczne w części przedgórskiej (W. Grocholski 1967b, 1969) wymagają obecnie uzupełnienia nową, bardziej szczegółową analizą strukturalną. Analiza taka została już wykonana dla okolic Piławy Górnej i Dolnej (Cymerman 1989).

Praca niniejsza przedstawia wyniki szczegółowej analizy strukturalnej kolejnego fragmentu przedgórskiej części jednostki sowiogórskiej, położonego w północnej części Wzgórz Bielawskich. Analizę strukturalną tego obszaru wykonano przy okazji opracowywania *Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, arkusz Dzierżoniów* (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986). Badaniami tektonicznymi objęto obszar o powierzchni około 30 km<sup>2</sup>, który rozciąga się na południe i wschód od Bielawy aż po okolice Piławy Górnej (fig. 2). Najwięcej odśnieżeń naturalnych i sztucznych znajduje się na zboczach Góry Parkowej (454,7 m npm.) i Góry Długiej (455,6 m npm.).

Klasyczne już dzisiaj badania strukturalne w Górach Sowich rozpoczął W. Grocholski pod koniec lat pięćdziesiątych, a wyniki tych prac

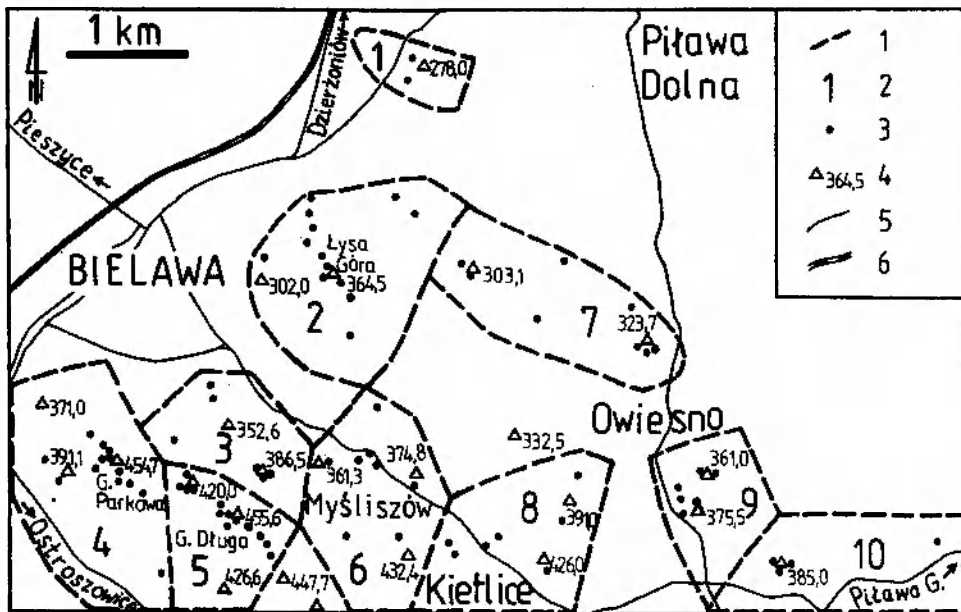


Fig. 2. Szcik sytuacyjny obszaru badań z podziałem na domeny. 1 – granica domen; 2 – numer domen; 3 – lokalizacja odsłonięć; 4 – wzgórze z podaną wysokością w metrach n.p.m.; 5 – główne drogi; 6 – linia kolejowa  
 Sketch-map of the study area and its division into structural domains. 1 – domains boundary; 2 – domain number; 3 – outcrops; 4 – hill height in metres a.s.l.; 5 – main roads; 6 – railway

przedstawił w licznych publikacjach (1958, 1964, 1966, 1967a, b, 1969, 1975). W. Grocholski (1975) sugerował istnienie co najmniej czterech etapów deformacji w jednostce sowiogórskiej. Autor ten podkreślał także ściśle powiązanie orientacji przestrzennej struktur tektonicznych z poszczególnymi etapami deformacji (1967a, b, 1969). Według jego poglądów z 1969 r. poszczególne etapy deformacji różniły się intensywnością odkształceń w różnych częściach jednostki sowiogórskiej. Najstarsze, reliktywne struktury, powstałe w czasie pierwszego etapu deformacji ( $D_1$ ), charakteryzowały się orientacją zbliżoną do południkowej (W. Grocholski 1969, 1975). Podczas najintensywniejszych deformacji utworzyły się systemy fałdów o kierunkach NW–SE i nachyleniu osi ku SE oraz ich wergencji na ogół w kierunku SW. Kolejna faza deformacji ( $D_2$ ) spowodowała powstanie struktur fałdowych o orientacji osi w kierunku NE–SW. Ten system fałdów rozwijał się głównie w północnej części jednostki sowiogórskiej. Ostatni etap deformacji ( $D_4$ ) charakteryzował się powstaniem struktur tektonicznych o kierunkach NNE–SSW, które występują we wschodniej części jednostki sowiogórskiej (W. Grocholski 1969, 1975).

Inną interpretację pomiarów mezostrukturalnych, zestawionych w formie diagramów konturowych przez W. Grocholskiego (1967a, 1969),

przedstawił Oberc (1972). Oberc zakładał, że główne elementy strukturalne jednostki sowiogórskiej powstały w wyniku nałożenia się młodszego, równoleżnikowego systemu makrofałdów ( $F_3$ ) na zespół starszych makroskopowych struktur fałdowych ( $F_2$ ), charakteryzujących się orientacją osi w kierunku NW–SE. Model przyjęty przez Oberca (1972) podobny jest do schematu nakładania się fałdów trzeciej generacji  $F_3$  na zespół starszych fałdów  $F_2$ , przedstawionego wcześniej przez W. Grocholskiego (1964).

Jamrozik (1980) dokonał również reinterpretacji diagramów konturowych W. Grocholskiego (1967a, 1969) i znacznie uprościł dotychczasowe schematy ewolucji tektonometamorficznej jednostki sowiogórskiej. Autor ten wyróżnił w rozwoju metamorfizmu sowiogórskiego tylko jeden, główny etap deformacji ( $D_2$ ), który jest charakterystyczny dla obszaru całej jednostki sowiogórskiej. Młodszy etap deformacji ( $D_4$ ) zaznaczył się według tego autora jedynie we wschodniej części jednostki sowiogórskiej w pobliżu strefy mylonitycznej Niemczy (Jamrozik 1980).

Żelaźniewicz (1979) w Górach Sowich wydzielił sześć kolejnych etapów deformacji fałdowych (od  $F_1$  do  $F_6$ ), z których jedynie fazy deformacji  $F_2$ ,  $F_3$  i  $F_4$  przyczyniły się do powstania makrostruktur tektonicznych. Podobną sekwencję deformacji dla tego samego obszaru Gór Sowich

przedstawił Głowacki (1984), który oprócz pięciu faz deformacji fałdowych ( $F_1$ – $F_5$ ) wydzielił jeszcze dodatkowo trzy etapy deformacji dysjunktywnych ( $D_6$ – $D_8$ ).

Żelaźniewicz (1984b, 1987) sugerował na podstawie obserwacji i zależności mikrostrukturalnych, że blasteza kordierytu, rosnącego kosztem biotyту, syllimanitu, granatu i skaleni odbywała się w NW części Gór Sowich podczas piątej (ostaniej) fazy deformacji ( $D_5$ ). Według Żelaźniewicza (1984a,b, 1987) powstanie syllimanitu w gnejsach sowiogórskich było związane z fazami deformacji  $D_2$  i  $D_3$ .

Żelaźniewicz (1985, 1987) przedstawił także nowy pogląd na pozycję i ewolucję granulitów, które występują w zachodniej części Gór Sowich. Szczególnie ważne jest stwierdzenie przez tego autora „wtłoczenia tektonicznych plastrów wyciętych” z granulitów wzdłuż stref ścinań podatnych (ang. ductile shear zones). Silne ruchy ścinające odbywały się przed lub syntektonicznie z początkowym okresem odkształceń, związanych z drugą fazą deformacji  $D_2$  (Żelaźniewicz 1985). Żelaźniewicz (1987) zmienił jednak swój dotychczasowy pogląd na temat czasu „wtłoczenia” granulitów w jednostkę sowiogórską. Autor ten pisze między innymi: „wzdłuż (stref nasunięć) dochodziło do porwania wyciętych z podłoża klinów i tektonicznego wciśnięcia ich w wyższe poziomy skorupy, czyli ... w kompleks sowiogórski” i „pojawienia się tektonicznych porwak obcych skał granulitowych i ultrabazytowych” (Żelaźniewicz 1987, s. 318). Procesy te były związane z pierwszą fazą deformacji  $D_1$  i z najstarszym syntektonicznym metamorfizmem  $M_1$  jednostki sowiogórskiej (Żelaźniewicz 1987).

Z analizy strukturalnej wykonanej ostatnio w okolicach Piławy Górnej (Cymerman 1989) wynika, że osie głównych makrofałdów  $F_2$  charakteryzowały się początkowo orientacją zbliżoną do równoleżnikowej i zostały stopniowo (o różny kąt!) zrotowane do kierunku NW–SE podczas fazy deformacji  $D_3$ . Rotacja struktur fałdowych  $F_2$  była spowodowana prawdopodobnie różnicowanym przemieszczaniem się pod płaszczowiną sowiogórską zespołu łusek i klinów tektonicznych. Te ostatnie struktury zbudowane są z rozczłonkowanych fragmentów asocjacji ofiolitowej Ślęży (Cymerman 1987a).

Wyjaśnienie ewolucji tektonometamorficznej jednostki sowiogórskiej powinno mieć znaczenie decydujące w zrozumieniu pozycji i roli tej jednostki w ewolucji paleozoicznej Sudetów Środkowych, a nawet znacznej części strefy saksońsko-

-turyńskiej. Gunia (1985) w syntezie dotychczasowych badań jednostki sowiogórskiej omówił obszernie dotychczasowe poglądy na temat ewolucji, pozycji i wpływu tej jednostki na paleogeografię paleozoiku Sudetów Środkowych. Pewnego rodzaju uzupełnieniem pracy Guni (1985) jest model ewolucji jednostki sowiogórskiej związany przyczynowo, jak i wynikowo z obdukcją, przemieszczaniem i rozczłonkowywaniem fragmentów kompleksu ofiolitowego Ślęży, a ściślej ofiolitów środkowosudeckich (Cymerman 1987a).

W modelu uwzględniającym rolę ofiolitów środkowosudeckich w ewolucji strukturalnej jednostki sowiogórskiej (Cymerman 1987a) następuje powrót, w zmodyfikowanej jednak formie, do koncepcji o płaszczowinowym charakterze kry sowiogórskiej. Kossmat (1925) i Suess (1926, 1935) uważali metamorfik sowiogórski za rodzaj „kry” (płaszczowiny), która była oderwana od prekambryjskiego Masywu Czeskiego w czasie orogenezy waryscyjskiej, podobnie jak płaszczowiny gnejsowe Mütnchbergu, Wildenfelsu i Frankenbergu.

Ostatnio A. Grocholski (1987) przyjął jako hipotezę roboczą model „zadokowania” (przyrośnięcia) do skorupy kontynentalnej Masywu Czeskiego fragmentu skorupy oceanicznej (gabra, serpentynity) razem ze spoczywającym na nim mikrokontynentem bloku gnejsowego Gór Sowich. Proces przyrośnięcia odbywał się na pograniczu dewonu środkowego i górnego, być może w strefie ukośnego przesuwu (A. Grocholski 1987).

Z poglądami o allochtonicznej pozycji kry sowiogórskiej (Kossmat 1925; Suess 1926, 1935) polemizował Bederke (1929, 1934). Autor ten zaprzeczył możliwości istnienia przemieszczeń tektonicznych jednostki sowiogórskiej w czasie ruchów waryscyjskich, głównie w oparciu o fakt występowania otoczków gnejsowych w zlepieniach górnodewońskich depresji Świebodzie, i uważał, że blok sowiogórski stanowił sztywny prekambryjski element śródgórski już w czasie fałdowań kaledońskich. Poglądy Bederkego zostały przyjęte po II wojnie światowej przez geologów polskich. I tak np. Oberc (1972) uznał blok sowiogórski za tektogen moldanubski, otoczony przez struktury staroassyntyjskie, dla których wciśnięty z podłoża blok sowiogórski był śródgórską masą oporową.

Wykonane w ostatnich latach badania mikropaleontologiczne Guni (1981a, b, 1984) wskazują, że większa część paragnejsów sowiogórskich powstała z osadów ryfejskich, najprawdopodobniej ryfeju górnego. Odkrycie przez Gunię zespo-

łów *Acritarcha*, *Cyanophyta* i *Mycophyta* w paragnejsach Zagórza Śląskiego i Jugowic stawia w nowym świetle problem wieku serii premetamorficznych jednostki sowiogórskiej. Przyjmowany dotychczas archaiczny, dolno- czy nawet środkowoproterozoiczny wiek gnejsów i migmatytów sowiogórskich (*vide* Bederke 1929, 1934; W. Grocholski 1966, 1967a, b, 1975; Oberc 1972; A. Grocholski 1986) nie może być dłużej utrzymany.

Metamorficzne skały jednostki sowiogórskiej mogły powstać najwcześniej dopiero w czasie orogenezy kadomskiej. Ważne jest tutaj stwierdzenie Guni (1985, s. 97), że „uwzględniając przede wszystkim datowania wykonane przez Depciucha *et al.* (1980) należałoby sądzić, że w Górach Sowich mogły się zachować »relikty« starszej metamorfozy, związanej z cyklem kadomskim (1000–500 mln lat)”.

Prawie wszystkie z dotychczasowych oznaczeń radiometrycznych skał metamorfiku sowiogórskiego, wykonane metodą K-Ar (Depciuch *et al.* 1980), mieszczą się w przedziale czasowym od  $412 \pm 28$  do  $475 \pm 26$  mln lat (faza takońska). Najnowsze dane izotopowe wykonane metodami Rb-Sr i U-Pb wskazują na dewoński wiek głównych faz deformacji i metamorfizmu jednostki sowiogórskiej (*vide* Żelaźniewicz 1987). Wnioski te zgadzają się z ostatnimi wynikami badań strukturalnych w kamieniołomie „syenitów” niemiezańskich w Piławie Górnej (Cymerman 1987b). Wyniki tych badań wskazują, że główne fazy deformacji ( $D_2$  i  $D_3$ ) oraz metamorfizm regionalny ( $M_2$  i  $M_3$ ) odbyły się w jednostce sowiogórskiej przed karbonem dolnym, najpóźniej podczas fazy bretońskiej.

## LITOLOGIA

Szczegółowe opisy petrograficzne skał metamorfiku sowiogórskiego, które występują w północnej części Wzgórz Bielawskich, zawarte są w *Objaśnieniach do szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1 : 25 000, arkusz Dzierżoniów* (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986). Aby uniknąć zbędnego powtarzania, ograniczono się poniżej do przedstawienia głównych cech litologicznych poszczególnych odmian skalnych oraz ich krótkiej charakterystyki petrograficznej.

Wydzielenia litologiczne na istniejących mapach geologicznych północnej części Wzgórz Bielawskich (Dathe 1904; Meister 1932) opierały się na kryteriach petrograficznych, mineralogicznych, genetycznych i teksturalnych. Kryza (1981) zaproponował używanie kryterium teksturalnego jako podstawowego w klasyfikacji gnejsów i migmatytów sowiogórskich. Przy opracowywaniu nowego zdjęcia geologicznego okolic Bielawy i Owiesna przyjęto również jako podstawę podział gnejsów i migmatytów na podstawie ich cech teksturalnych (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986).

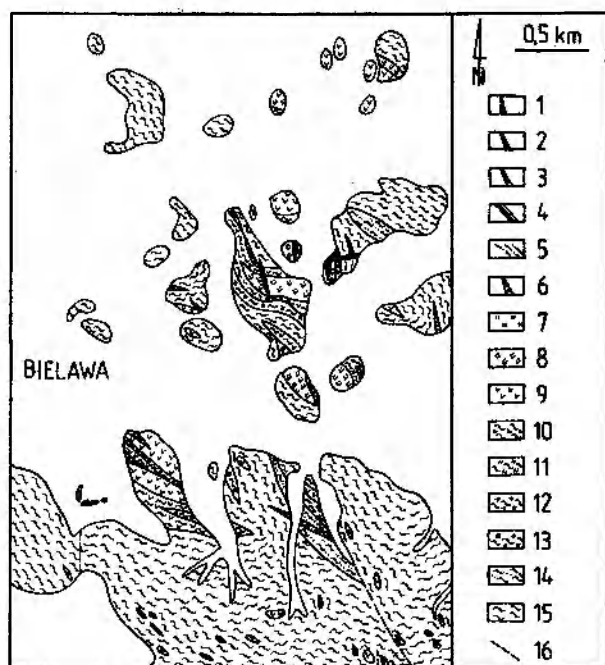
Najczęściej spotykanym typem litologicznym na omawianym obszarze są migmatyty i gnejsy warstewkowe (smużyste) (fig. 3 i 4). Nie wydzieleno osobno migmatytów jako niezależnej od gnejsów odmiany litologicznej. Powodem tego jest fakt powszechnego występowania mniej lub bardziej wyraźnie zaznaczonych przejawów migmatytyzacji gnejsów sowiogórskich (W. Grocholski 1967a, 1975; Kryza 1981; Żelaźniewicz 1987). Dlatego też praktycznie nie można w pracach

kartograficznych odróżnić migmatytów od gnejsów, z których rozwinęły się (w różnym stopniu) migmatyty sowiogórskie (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986; Żelaźniewicz 1987).

Podział na gnejsy i migmatyty opiera się na cechach teksturalnych skały i ma charakter czysto opisowy. Migmatyty, w przeciwieństwie do gnejsów, zbudowane są z dwóch odmiennych elementów petrograficznych, to jest paleosomu i neosomu (Mehnert 1968). Paleosom reprezentowany jest najczęściej przez gnejs, a neosom zbudowany jest na ogół z warstewek, lamin lub żyłek granitoidu, pegmatytu lub aplitu (Kryza 1981). Z dwunastu opisowych odmian migmatytów według klasyfikacji Mehnerta (1968) najczęściej występują w okolicach Bielawy i Owiesna odmiany stromatytowe (warstewkowe) i fałdowe oraz znacznie rzadziej migmatyty nebulitowe.

Tekstury gnejsów sowiogórskich różnią się między sobą stopniem wykształcenia, rodzajem i sposobem rozmieszczenia łyśczyków, głównie biotyту, a także zróżnicowaniem stopnia dyferencjacji plagioklazów i kwarcu (Kryza 1981). Cechy te są łatwe do określenia w czasie prowadzenia prac kartograficznych i mogą w pewnym zakresie odzwierciedlać pierwotne zróżnicowanie serii premetamorficznych.

Migmatyty i gnejsy warstewkowe (smużyste) stanowią główny typ litologiczny jednostki sowiogórskiej w północnej części Wzgórz Bielawskich (fig. 3 i 4). Skały te charakteryzują się strukturą nierównoziarnistą, przeważnie średnio-

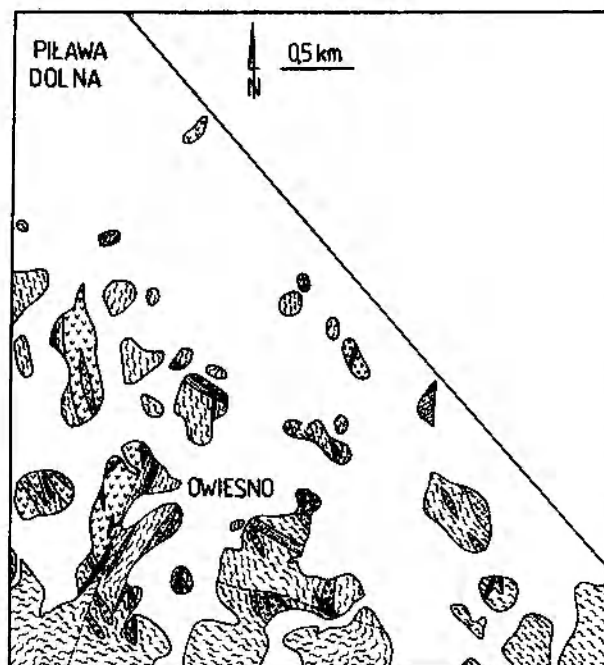


**Fig. 3.** Mapa geologiczna zachodniej części badanego obszaru (bez podziału utworów kenozoicznych – obszary bez szrafury).

1 – żyły kwarcowe; 2 – lamprofiry; 3 – pegmatyty; 4 – mylonity; 5 – blastomylonity i protomylonity gnejsowe; 6 – serpentynity; 7 – amfibolity masywne; 8 – amfibolity laminowane z granatami; 9 – amfibolity laminowane; 10 – amfibolity i gnejsy nie rozdzielone; 11 – gnejsy i migmatyty hornblendowe, warstewkowe; 12 – gnejsy i migmatyty warstewkowe z granatami; 13 – gnejsy i migmatyty homofaniczne; 14 – gnejsy i migmatyty warstewkowo-soczewkowe; 15 – migmatyty i gnejsy warstewkowe (smużyste); 16 – prawdopodobne uskoki

Geological map of the western part of the study area (without Cainozoic sediments). 1 – quartz veins; 2 – lamprophyres; 3 – pegmatites; 4 – mylonites; 5 – mylonitic and blastomylonitic gneisses; 6 – serpentinites; 7 – massive amphibolites; 8 – layered amphibolites with garnets; 9 – layered amphibolites; 10 – undivided amphibolites and gneisses; 11 – layered hornblende gneisses and migmatites; 12 – gneisses and layered migmatites with garnets; 13 – homophanous gneisses and migmatites; 14 – layered-lensoid gneisses and migmatites; 15 – layered (flaser) migmatites and gneisses; 16 – presumable faults

lub gruboziarnistą oraz wybitną teksturą kierunkową, wykształconą w postaci złupkowania laminowanego (Cyerman 1984). Złupkowanie to charakteryzuje się równoległym uporządkowaniem wszystkich krzemianów warstewkowych w domenach foliacji, które tworzą mniej lub bardziej regularne warstewki, laminy lub smugi. Oddzielające je jasne, kwarcowo-skalenkowe laminy, warstewki lub nieciągłe smugi charakteryzują się najczęściej miąższościami rzędu kilku milimetrów. Często jednak poszczególne jasne (leukosomalne)



**Fig. 4.** Mapa geologiczna wschodniej części badanego obszaru (bez podziału utworów kenozoicznych – brak szrafury na mapie). Objasnienia jak dla fig. 3

Geological map of the eastern part of the study area (without Cainozoic sediments – without signs on the map). Explanations as for Fig. 3

warstewki są znacznie grubsze (od około 5 mm do kilku, a nawet kilkunastu centymetrów) i wtedy gnejs warstewkowy przypomina wyglądem migmatyt o teksturze flebitowej.

Migmatyty warstewkowe charakteryzują się leukosomalnymi żyłkami lub warstewkami aplitopodobnymi, rzadziej pegmatytowymi. Migmatyty warstewkowe wykazują bardzo często przejścia do migmatytów fałdowych, żyłowych lub ptygmatytowych. Z migmatytami warstewkowymi współwystępują najczęściej gnejsy warstewkowe oraz migmatyty fałdowe. Według Żelaźniewicza (1987) procesy metamorficznej dyferencjacji w gnejsach warstewkowych przyczyniły się znacznie do dodatkowego zróżnicowania tych skał na partie leukosomów i melanosomów. Ta dwudzielność skały nie była wynikiem procesów migmatytyzacji, ale została odziedziczona po skałe premetamorficznej (Żelaźniewicz 1987).

Wydzielone kartograficznie gnejsy i migmatyty warstewkowe stanowią niejednorodny zespół skał zarówno pod względem genezy (paragnejsy i migmatyty), tekstur (laminowane, smużyste, warstewkowe, stromatytowe, ptygmatytowe, fałdowe i żyłowe), jak i zmiennej procentowej zawartości składników mineralnych.

W ich składzie mineralnym dominuje kwarc,

oligoklaz (średnio o zawartości 20–26% An) i biotyt. Znacznie rzadziej występują wymiennie muskowitz lub skałen potasowy. Syllimanit występuje przeważnie w zmiennych ilościach, średnio do około 5–6% i tylko sporadycznie dochodzi aż do około 16% w skale (August, Kryza 1979). Agregaty włóknistego fibrolitu ułożone są równolegle do penetratywnej foliacji wyznaczonej głównie przez blaszki biotyту.

Gnejsy i migmatyty warstewkowo-soczewkowe stwierdzono jedynie w nielicznych odsłonięciach w okolicach Bielawy i Myśliszowa. Najczęściej jednak ten typ litologiczny spotykano w zwietrzelinie i we wkopach badawczych. Ta odmiana teksturalna powstaje poprzez stopniowy wzrost zarówno liczby, jak i grubości „nabrzmiwających” warstewek leukosomalnych lub też poprzez rozwój soczewkowatych agregatów kwarcowo-skaleniowych i (lub) skaleniowych w gnejsach warstewkowych. Gnejsy i migmatyty warstewkowo-soczewkowe są skałami średnioziarnistymi lub rzadziej gruboziarnistymi, o teksturach nierównomiernie warstewkowatych, soczewkowo-słojowych, warstewkowo-soczewkowatych, oczkowo-warstewkowatych, a nawet z lokalnymi przejściami do tekstur ptygmatytowych.

Wśród gnejsów i migmatytów warstewkowo-soczewkowych występują liczne żyły i gniazda pegmatytów. Fakt ten może wskazywać na bliski związek tej odmiany litologicznej z procesami pegmatytyzacji (Kryza 1981). Lokalnie, w partiach o mniejszej zawartości biotyту w skale, tekstura kierunkowa jest słabo wykształcona i skała przypomina wtedy granitoidy lub silnie leukokratyczne gnejsy. W niektórych strefach przegubowych fałdów ptygmatytowych ( $F_3$ ) stwierdzono rozwój nieregularnych skupień i gniazd leukosomalnych o różnej wielkości. Te partie gnejsów homofanicznych (W. Grocholski 1967a) najprawdopodobniej związane były z trzecią fazą deformacji  $D_3$ .

W składzie mineralnym gnejsów i migmatytów warstewkowo-soczewkowych dominuje kwarc, plagioklaz (około 20–22% An), mikroklin, biotyt i muskowitz, rzadko granat. Akcesorycznie występuje cyrkon, epidot, apatyt, turmalin i tlenki Fe. Lokalnie występują również minerały wtórne: sercyt, chloryt i węglany.

Gnejsy i migmatyty homofaniczne (W. Grocholski 1967a) charakteryzują się teksturą bezkierunkową, bezładną, powstałą wskutek przebudowy starszej tekstury kierunkowej gnejsów przez rekryształizację subautomorficznych lub automorficznych ziarn skaleni. Te grubo- lub średnioziar-

niste skały przypominają ze względu na swoje uziarnienie granitoidy, a czasami nawet nebulity. Pod względem składu mineralnego skały homofaniczne nie różnią się zasadniczo od innych typów gnejsów i migmatytów sowiogórskich. W ich składzie mineralnym dominuje kwarc i plagioklaz (o dostrzegalnym makroskopowo automorfizmie ziarn), czasem skałen potasowy. Mało jest biotyту, a granat, muskowitz i syllimanit występują jako minerały akcesoryczne. Podobne skały w innych częściach jednostki sowiogórskiej opisywano jako „gnejsy o granitowym uziarnieniu” (Dathe 1904), homofaniczne gnejsy granoblastyczne (W. Grocholski 1967a) i migmatyty homofaniczne (Kryza 1981).

Granat zawsze występuje w gnejsach i migmatytach sowiogórskich, chociaż w zmiennych ilościach, na ogół śladowych. Lokalnie jednak jego udział w skale może wzrastać do kilku, a nawet kilkunastu procent. Największe partie gnejsów i migmatytów warstewkowych z granatami występują na zboczach Łysej Góry (fig. 3). Granaty tworzą tam zwykle okrągłe ziarna o wielkości średnio około 1 mm lub mniejsze. W gnejsach silniej zmigmatyzowanych i migmatytach granaty osiągają znacznie większe wymiary i dochodzą nawet do 5 mm średnicy. Pod mikroskopem obserwowano czasami w ziarnach granatów S-kształtne struktury, które świadczą o rotacji granatów w czasie ich syntektonicznej krystalizacji. Często granaty zawierają różnej wielkości wrostki kwarcu, biotyту i plagioklazu.

Gnejsy i migmatyty hornblendowe warstewkowe występują w pobliżu wychodni gnejsów i migmatytów granatowych, między innymi na zboczach Łysej Góry. Skały te związane są z wystąpieniami amfibolitów. Według Żelaźniewicza (1985) gnejsy hornblendowe mogą być produktem procesów tektonicznych w strefach podatnego ścinania (ang. ductile shear zones). Gnejsy i migmatyty warstewkowe z hornblendą są skałami średnio- lub drobnoziarnistymi z wyraźnie wykształconą teksturą kierunkową w formie równoległych, jasnych, leukosomowych i ciemnych, melanosomowych lamin o miąższości kilku milimetrów. Lokalnie występują także migmatyty hornblendowe o charakterystycznych teksturach nebulitowych lub szlirowych, szczególnie w pobliżu wychodni większych ciał (makrosoczew, makrobudin) amfibolitowych. Migmatyty hornblendowe wykazują przejście do gnejsów hornblendowych.

W składzie mineralnym gnejsów i migmatytów hornblendowych dominuje kwarc, plagioklaz

(oligoklaz o zawartości 25–29% An) i hornblenda zwyczajna. Hornblenda uległa biotytyzacji w różnym zakresie. Powstały w ten sposób nowy biotyt ułożony jest równolegle do foliacji i sam często ulega chlorytyzacji. Udział hornblendy w omawianych skałach jest zmienny; poprzez wzrost jej zawartości następuje przejście tych skał w amfibolity laminowane.

Amfibolity laminowane występują szczególnie licznie między Bielawą a Owiesnem (fig. 3, 4). Amfibolity, podobnie jak gnejsy sowiogórskie, są silnie zróżnicowane zarówno pod względem tekstur, struktur, składu mineralnego, jak i genezy i wieku. Zaznaczyć tutaj należy, że praktycznie wszystkie wystąpienia bazytów i ultrabazytów na obszarze jednostki sowiogórskiej, a zwłaszcza jej części przedgórskiej czekają na dokładne zbadanie (petrografia, petrologia i geochemia).

Nowoczesne badania petrologiczne są konieczne, jeżeli chcemy poznać ewolucję całej jednostki sowiogórskiej. Do czasu wykonania tych badań można roboczo założyć, że część amfibolitów jest pochodzenia osadowego (paraamfibolity), ale większość z nich to „ortoamfibolity z charakterystycznymi dla nich relikdami struktur magmowych” (Morawski 1961). Żelaźniewicz zakładał, że amfibolity sowiogórskie już od fazy deformacji  $D_1$  były składnikiem jednostki sowiogórskiej i przyszły razem z gnejsami wspólną historię tektonometamorficzną (Żelaźniewicz 1987). Jedynym wyjątkiem mogą być amfibolity z relikdami oliwinu, które powstały w wyniku synkinematycznej metamorfozy drobnoziarnistego gabra. Cyerman (1987a) zakładał natomiast, że znaczna część amfibolitów sowiogórskich, a zwłaszcza w przedgórskiej części tej jednostki, należy do rozczłonkowanych tektonicznie fragmentów kompleksu ofiolitowego. W takim ujęciu wspólna historia tektonometamorficzna gnejsów i większości amfibolitów („ortoamfibolitów”) zaczynałaby się od fazy deformacji  $D_2$  (Cyerman 1987a, 1989).

Amfibolity laminowane charakteryzują się doskonale wykształconą teksturą kierunkową w postaci ciemnoszarzielonych lamin, rzadziej smug lub soczewek hornblendy i jeszcze rzadziej biotyty. Laminę te oddzielone są jasnymi laminami plagioklazowymi lub plagioklazowo-kwarcowymi. Amfibolity są przeważnie skałami drobnoziarnistymi, rzadziej średnio-, a tylko lokalnie gruboziarnistymi. Słupki hornblendy ułożone równolegle, wyznaczające teksturę kierunkową skały, ulegają lokalnej biotytyzacji, a nowe blaszki biotyty zorientowane są równolegle do słupków sąsied-

niej hornblendy. Plagioklaz jest prawie zawsze andezynem (35–45% An).

Granat w amfibolitach laminowanych jest na ogół minerałem akcesorycznym i tylko lokalnie jego zawartość w skale wzrasta do kilku, a nawet kilkunastu procent. Odmiana amfibolitów laminowanych z granatami stwierdzona została na Łysej Górze, w okolicach Bielawy i Owiesna (fig. 3, 4). Amfibolity granatowe charakteryzują się ziarnami granatów o średnicy 1–2 mm, a w amfibolitach średnioziarnistych granaty osiągają znacznie większe wymiary, średnio do około 4–5 milimetrów.

Wkładki amfibolitów granatowych występują licznie wśród amfibolitów masywnych. Litologicznie amfibolity masywne odpowiadają „amfibolitom gabrowym” (Finckh 1924; Meister 1932) oraz amfibolitom granoblastycznym (Polański 1955). Amfibolity masywne są, podobnie jak większość amfibolitów laminowanych, zmetamorfizowanymi fragmentami rozczłonkowanego kompleksu ofiolitowego (Cyerman, Walczak-Augustyniak 1986).

W przeciwieństwie do amfibolitów laminowanych, amfibolity masywne charakteryzują się teksturą bezkierunkową lub bardzo słabo wykształconą kierunkową. Hornblenda tworzy ziarna auto- lub hipautomorficzne, różnie zorientowane, często wzajemnie przerośnięte, albo też formy ksenoblastyczne. Czasami hornblenda przerośnięta jest sitowo kwarcem lub plagioklazem. Lokalnie występuje obficie tytanit, który jest, jak się wydaje, ściśle związany z amfibolizacją piroksenu (diallagu). Według Morawskiego (1961) relikty diallagu obok tabliczkowatych form plagioklazów, które różnią się od izometrycznych, ksenomorficznych postaci plagioklazów w paraamfibolitach, wskazują na magmowe pochodzenie tych amfibolitów. Amfibolity masywne zaliczyć można do grupy „amfibolitów z relikdami minerałów i strukturą skał gabrowo-diabazowych” (Morawski 1961).

Licznie występujące, szczególnie w północnej części omawianego obszaru (fig. 3, 4), różnorodne w formie i wielkości makrosoczewki, a nawet makrofałdy amfibolitowe mogą być porożrywanymi i zmodyfikowanymi tektonicznie (przy współdziałaniu procesów metamorficznych) fragmentami łusek lub płaszczowin, zbudowanych ze skał kompleksu ofiolitowego (Cyerman, Walczak-Augustyniak 1986; Cyerman 1987a). Wydaje się, że tylko pewna część amfibolitów laminowanych należy do grupy tak zwanych paraam-



fibolitów. Większa natomiast część amfibolitów laminowanych oraz amfibolitów masywnych należy do zmetamorfizowanych fragmentów staropaleozoicznej skorupy oceanicznej. Zagadnienie pochodzenia i ewolucji skał bazytowych, a także ultramafitów w jednostce sowiogórskiej, jak już wyżej wspomniano, nie będzie rozwiązane, dopóki nie zostaną wykonane szczegółowe badania petrologiczne tych skał. Nie będzie to zadanie łatwe, ponieważ zdecydowana większość amfibolitów w jednostce sowiogórskiej należy do skał silnie zrekrytalizowanych, pozbawionych jakichkolwiek reliktywów premetamorficznych. Obecne zespoły mineralne w większości wystąpień amfibolitów w północnej części Wzgórz Bielawskich nie dają petrograficznych podstaw do rozpoznania ich genezy. Rozstrzygnięcia mogą dostarczyć badania geochemiczne.

Amfibolitom masywnym oraz gnejsom hornblendowym towarzyszą lokalnie niewielkie wkładki i strefy serpentynitów. Serpentynity te powstały prawdopodobnie z przeobrażenia (serpentynizacji) perydotytów skorupy oceanicznej – dolnego fragmentu sekwencji ofiolitowej (Cymerman 1987a). Najczęściej są to skały ciemnozielone lub szarzielone, a nawet czarne, o strukturze afanitowej i masywnej teksturze. Zbudowane są z antygorytu, który na ogół cechuje się tak zwaną strukturą siatkową; w „oczku” tej siatki znajdują się resztki oliwinów. Lokalnie występują duże tabliczki bastytu, który powstał w wyniku serpentynizacji piroksenów rombów (diagonalu?).

Procesy kataklazy i mylonityzacji skał jednostki sowiogórskiej wiązano dotychczas głównie z narożnikami i krawędziami trójkątnego zarysu jednostki sowiogórskiej (np. W. Grocholski 1958, 1967a; Pacholska 1978). Strefy mylonityzacji występują jednak także we wnętrzu tej jednostki (W. Grocholski 1967a; Żelaźniewicz 1985, 1987; Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986; Cymerman 1987b).

Stwierdzone strefy ścinania, występujące w północnej części Wzgórz Bielawskich, o maksymalnych szerokościach do kilkudziesięciu metrów, charakteryzują się różnorodnym zespołem skał kataklastycznych (ang. cataclastic rocks, np. Higgins 1971), inaczej zwanych skałami uskokoowymi (ang. fault rocks, np. Sibson 1977) lub mylonitami (np. Takagi 1982; Lister, Snoke 1984). Według klasycznych podziałów tego typu skał, powstałych w strefach ścinania zarówno podatnego (ang. ductile), jak i kruchego (ang. brittle),

na omawianym obszarze występują głównie blastomylonity i mylonity (według klasyfikacji Sibsona 1977).

Blastomylonity gnejsowe charakteryzują się bogactwem tekstur, od typów smugowanych i laminowanych poprzez soczewkowo-warstewkowe aż do tekstur soczewkowych, a nawet oczkowych. W blastomylonitach występują wszystkie składniki mineralne, takie jak w typowych gnejsach i migmatytach sowiogórskich. Charakteryzują się jednak one zgranulowaniem, rozkruszeniem oraz potrzaskaniem ziarna mineralnego. Szczególnie plagioklasy wykazują objawy silnych deformacji ścięciowych, wyrażające się zginaniem i schodkowym poprzesuwaniami prążków bliźniaczych, zrotowaniem oraz rozkruszeniem partii marginalnych ziarna na kontakcie z laminkami mylonitycznymi. Ziarna kwarcu wykazują również objawy intensywnych deformacji typu ścinania podatnego. Świadczą o tym między innymi lamelle deformacyjne w większych ziarnach kwarcu, prążkowanie translacyjne, ząbkowane szwy międzyziarnowe, rozdrobienie większych ziarn oraz plamiste i faliste wygaszanie światła.

W blastomylonitach gnejsowych występują miejscami bardzo liczne, cienkie, najczęściej dochodzące do 1 mm miąższości, rozgałęziające się (ang. anastomosing) pasemka ścinania (ang. shear bands). Pasemka ścinania, określane również jako pasemka mylonityczne (Żelaźniewicz 1987), zbudowane są głównie z kwarcu i łuszczaków oraz minerałów nieprzezroczystych. Błaszki łuszczaków oraz wstęgi kwarcu w pasemkach ścinania osiągają najczęściej wymiary od 0,05 do 0,2 mm w kierunku osi *X* elipsoidy odkształcenia.

Wśród stref blastomylonitów gnejsowych pojawiają się o różnej miąższości pakiety i pasma mylonitów. Mylonity te są różnie wykształcone, obok typowych mylonitów występują licznie protomylonity oraz rzadko ultramytonity (według klasyfikacji Higginsa 1971 i Sibsona 1977). W przeciwieństwie do blastomylonitów w mylonitach wielkość ziarna kwarcu nie przekracza 0,1 mm. Według procentowej zawartości porfiroklastów zespół skał mylonitycznych na omawianym obszarze należy do P-mylonitów, o zawartości ponad 30% porfiroklastów (według klasyfikacji Takagi 1982).

Mylonity tutaj występujące są skałami ciemnoszarymi, często prawie zupełnie czarnymi, o strukturach bardzo drobnoziarnistych lub afanitowych i o wyraźnie wykształconej teksturze kierunkowej (foliacji mylonitycznej). W przeciwień-

stwie do blastomylonitów, które stwierdzono tylko wśród gnejsów, mylonity występują także wśród amfibolitów i w strefach kontaktu skał gnejsowo-migmatytowych z amfibolitami, a także w gnejsach hornblendowych.

W mylonitach można pod mikroskopem wyróżnić relikty silnie wyciągniętych lamin plagioklazowo-kwarcowych, długie wstęgi kwarcu, rozarte i postrzępione plastry łyszczków, które znajdują się w prawie izotropowej optycznie miążdze mylonitycznej (matrix). Lokalnie mylonity przechodzą w ultramylonity, które zbudowane są prawie wyłącznie z miążgi mylonitycznej. Do procesów mylonityzacji powrócimy w dalszej części pracy.

Na całym obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich występują licznie pegmatyty. Największe ich wystąpienia znajdują się w pobliżu lub wśród wychodni amfibolitów. Pegmatyty tworzą najczęściej silnie wyciągnięte soczewy lub dość regularne żyły, rzadziej gniazda o miąższościach do kilku, a w skrajnych przypadkach do kilkunastu metrów. Geneza pegmatytów sowiogórskich jest prawdopodobnie związana z różnymi procesami metamorficznymi i tektonicznymi (W. Grocholski 1967a). Kryza (1977) przyjmował, że pegmatyty mogły powstać bezpośrednio ze stopu lub silnie przegrzanych resztek pomagmowych.

Smulikowski (1952) wyróżnił wśród pegmatytów sowiogórskich dwie różnowiekowe generacje pegmatytów. Starsze pegmatyty występują w formie nieregularnych soczew lub wrzecionowatych gniazd i ułożone są zgodnie ze strukturami w otaczających je gnejsach i migmatytach. Na mapie geologicznej omawianego obszaru (fig. 3, 4) zaznaczono jedynie młodszą generację pegmatytów, które charakteryzują się bardziej regularnymi formami geometrycznymi, większymi miąższościami oraz niezgodnym przecinaniem struktur w otaczających je skałach. Ten zespół pegmatytów może odpowiadać pegmatytowym żyłom, które powstały w czasie czwartej fazy deformacji  $D_4$  (Żelaźniewicz 1987).

Pegmatyty charakteryzują się strukturą gru-

boziarnistą, teksturą bezkierunkową i prostym składem mineralnym. Zbudowane są one głównie z kwarcu, plagioklazu, mikroklinu i dużych blaszek biotyту, czasem muskowitu. W pegmatytach występują często turmaliny, szczególnie w okolicach Owiesna, granaty i apatyty, a sporadycznie także tytanit, syllibanit, dysten, andaluzyt oraz wtórny chloryt.

Lamprofiry stwierdzono w formie niewielkich dajek w okolicach Bielawy oraz w luźnych bloczkach na całym badanym obszarze. Barwa lamprofirów jest zmienna, od żółtordzawej do ciemnoszarej, i zależy od stopnia zaawansowania zmian hipergenicznych. W większości przypadków pierwotne tło skalne jest zupełnie nieczytelne i składa się z wtórnych minerałów ilastych. W mniej przeobrażonych lamprofirach, o barwach ciemnoszarych, strukturze porfirowej (panautomorfoziarnistej) i teksturze bezładnej stwierdzono listewkowate plagioklasy, blaszkowate biotyty i hornblendę. W lamprofirach występują także węglany, chloryty, tlenki Fe i apatyt.

Do intruzji żył lamprofirowych doszło prawdopodobnie na początku karbonu górnego. Wiek intruzji kersantytów w Górach Sowich został ostatnio ustalony na początek karbonu górnego, dokładniej po namurze A (Łapot 1986).

Żyły kwarcowe, które występują dość licznie na badanym obszarze, należą prawdopodobnie do kilku generacji (Cyerman, Walczak-Augustyniak 1986). Najstarsze żyły kwarcowe, współwystępujące ze starszym zespołem pegmatytów, charakteryzują się formami soczew, prętów lub wrzecion. Młodsze od nich żyły kwarcowe występują razem z młodszą generacją pegmatytów. Najmłodsza generacja kwarcu żyłowego natomiast przecina niezgodnie dajki pegmatytowe.

W odsłonięciu na zboczach Łysej Góry (domena nr 2, fig. 2) stwierdzono żyłę kwarcową o miąższości około 50–70 cm, która jest ułożona równolegle względem dajki pegmatytowej. Zarówno pegmatyt, jak i żyła kwarcu są przecięte pod dużym kątem przez młodszą żyłę kwarcu, która osiąga prawie 1 metr miąższości.

## STYL I SEKWENCJA MEZOSTRUKTUR TEKTONICZNYCH

Na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich stwierdzono pięć zespołów mezoskopowych struktur tektonicznych, które powstały i rozwijały się podczas kolejnych pięciu faz deformacji (od fazy  $D_1$  do fazy  $D_5$ ). Przy ustalaniu sekwencji deformacji dla całego badanego obszaru, jak i dla

poszczególnych odsłonień lub prób, napotymano liczne i różnorodne trudności interpretacyjne. O trudnościach przy ustalaniu następstwa deformacji autor pisał już wcześniej (Cyerman 1989).

Dodatkowymi czynnikami utrudniającymi analizę strukturalną są jeszcze: wpływ fluidów i

ich udział w reakcjach chemicznych oraz komplikacje związane z działaniem deformacji poroździelanej (ang. partitioning strain).

W analizie strukturalnej nie zwracano dotychczas specjalnej uwagi na fakt, że deformacja, szczególnie w strefach ścinania podatnych, wywierała znaczący wpływ na lokalizację i rozmiar reakcji metasomatycznych (McCaig 1982, 1984, 1987). Deformacjom towarzyszy często, a w strefach ścinania prawie zawsze, migracja fluidów metasomatycznych, zawierających głównie Fe i Mg. Fluidy biorąc udział w różnych reakcjach mogą powodować lokalny wzrost objętości skały, co nie pozostaje bez wpływu na styl mikrostruktur. McCaig (1987) stwierdził, że jeżeli mobilność Al jest odpowiednio niska, to w strefach ścinania może dojść nawet do 2,5-krotnego przyrostu objętości skały.

Problem współdziałania i współzależności między reakcjami metasomatycznymi a procesami deformacji, szczególnie w przypadku poroździelanej deformacji (ang. deformation partitioning, *vide* Bell 1985, 1986), powinien być badany w najbliższych latach. Efektywność reakcji metasomatycznych z jednej strony miała znaczny wpływ na całkowitą podatność skały na deformację. Z drugiej zaś strony procesy deformacji wpływały na lokalizację i intensywność reakcji metasomatycznych. Zakres odkształceń i ich tempo będą ograniczone dostawą reagujących fluidów (McCaig 1987).

Do mikrostrukturalnych przeobrażeń i modyfikacji odnosi się także wprowadzona przez Meansa (1981) koncepcja „niewrażliwej na odkształcenia foliacji” (ang. strain-insensitive foliation). Żeby powstała foliacja niewrażliwa na odkształcenia, procesy tworzące tę foliację muszą być zrównoważone przez procesy niszczące „wrażliwą na odkształcenia foliację”. Do zniszczenia elementów foliacji podatnej (wrażliwej) na odkształcenia dochodzi w miejscach lub strefach naruszenia stanu stałego ruchu przez struktury typu budinaży, różnego rodzaju dylatacje (rozszerzenia), jak np. struktury typu „pull-apart” lub „dilatation jogs” (Sibson 1985), oraz w rozwijających się lokalnie strefach ścinania (Means 1981). Istnienie foliacji niewrażliwych na odkształcenia zostało potwierdzone między innymi przez Hanmera (1984).

Rozwój foliacji niewrażliwej na odkształcenia prawdopodobnie związany jest ze skrajną heterogenicznością odkształceń i poroździelaną deformacją (ang. deformation partitioning). Skrajna heterogeniczność odkształceń w skałach wynika między innymi z szerokiego i zmiennego kontra-

sfu podatności między ziarnami, obecności starszych struktur tektonicznych i lokalnych partii ze „zmiękczonego odkształceniem” (ang. strain-softening; White *et al.* 1980) oraz typu skał. Ta heterogeniczność powoduje podzielenie totalnej deformacji (w różnym zakresie skał) na składowe powstałe dzięki różnym mechanizmom deformacji (Bell 1985, 1986; Bell *et al.* 1986; Williams, Schoenveld 1981). Jednocześnie może być aktywnych kilka mechanizmów deformacji. W miarę wzrostu odkształceń lub zmiany warunków metamorfizmu jedne mechanizmy przestają działać, a inne stają się dominujące. Najważniejszymi składowymi poroździelanej deformacji są komponenty progresywnego ścinania i progresywnego skrócenia (Bell *et al.* 1986).

Koncepcja poroździelanej deformacji znajduje w geologii strukturalnej odzwierciedlenie we wszystkich skalach. W makroskali, np. w strefach fałdów i nasunięć (ang. fold-and-thrust belts), totalne odkształcenie podzielone jest na strefy progresywnego skrócenia (fałdy) oraz strefy z dominującą składową progresywnego ścinania (nasunięcia, łuski, imbrykacje). Jeszcze większe znaczenie ma poroździelanie deformacji w mikroskali, zwłaszcza dla powstania porfiroblastów i rekrytalizacji nowych minerałów (Bell *et al.* 1986). Odpowiednimi miejscami do powstania i rozwoju porfiroblastów są te partie skalne, które ulegały deformacji w wyniku progresywnego skrócenia. Niszczenie i rozpuszczanie porfiroblastów występowało natomiast w pobliżu lub wśród stref, które ulegały deformacjom w wyniku ścinania (Bell *et al.* 1986). Jednocześnie samo przemieszczanie się strefowych, często rozgałęziających się systemów z dominującą składową odkształcenia ścinającego przyczyniać się mogło do reaktywowania wcześniejszych powierzchni foliacji (Bell 1986). Uwzględniając rolę deformacji poroździelanej w analizie strukturalnej należy obecnie krytycznie podchodzić do oceny względnego czasu wzrostu porfiroblastów (Bell *et al.* 1986).

Uwagi powyższe prowadzą do wniosku, że obecnie w geologii strukturalnej nie istnieją zupełnie jednoznaczne kryteria, które umożliwiają ustalenie niepodważalnych schematów sekwencji deformacji. Odnosi się to szczególnie do analizy mikrostrukturalnej, która jest przydatna, jak się wydaje, jedynie do analizy drobnych struktur tektonicznych w danym punkcie. Wyników skomplikowanych procesów, które działy się w skali ziarna, nie należy bezkrytycznie przenosić do modeli makrostrukturalnej ewolucji całych jednostek geologicznych.

Ustalona poniżej pięcioetapowa sekwencja deformacji (od  $D_1$  do  $D_5$ ) opiera się na analizie mezostrukturalnej i punktowych, nielicznych obserwacjach mikrostrukturalnych. Styl mezostruktur i ich sekwencja nie różnią się w sposób zasadniczy od wcześniejszych ustaleń dla sąsiedniego obszaru z okolic Piławy Górnej i Dolnej (Cymerman 1989). Nie istnieją także większe różnice między przedstawioną tutaj sekwencją deformacji a wynikami analizy mezostrukturalnej Żelaźniewicza (1987). Zasadnicza różnica dotyczy tylko stylu struktur i efektów piątej fazy deformacji  $D_5$ . Zagadnienie to zostanie szerzej zreferowane przy omawianiu struktur tej fazy deformacji.

#### PIERWSZA FAZA DEFORMACJI $D_1$

Do najstarszego zespołu mezostruktur tektonicznych, związanego z pierwszym rozpoznawalnym etapem deformacji  $D_1$  należy przede wszystkim regionalna foliacja  $S_1$  razem z lineacją mineralną  $L_1$  oraz nieliczne fałdy  $F_1$ .

Według morfologicznej klasyfikacji foliacji (Cymerman 1984) foliacja  $S_1$  należy głównie do typu złupkowania laminowanego, rzadziej do złupkowania soczewkowatego. Penetratywna i o charakterystycznej morfologii foliacja  $S_1$  składa się z mniej lub bardziej regularnych lamin, soczewek lub smug, ułożonych równolegle i zbudowanych głównie z biotyту lub biotyту z muskowitem (domeny foliacji). Te domeny foliacji alternują z jaśniejszymi laminami i warstewkami, bogatszymi w kwarc i skalenie (mikrolitony). Odstęp między domenami foliacji wynoszą najczęściej około 2–3 mm. Pozostałe parametry morfologiczne foliacji (Cymerman 1984) charakteryzują się:

- w większości nierównym, znacznie rzadziej równym lub siateczkowym kształtem powierzchni granicznych domen foliacji;
- silnym i bardzo silnym stopniem uporządkowania minerałów w mikrolitonach;
- zmienną gęstością procentową domen foliacji w różnych odmianach teksturalnych gnejsów.

Parametry morfologiczne foliacji w gnejsach sowiogórskich cechują się dużą zmiennością nie tylko między odmiennymi typami teksturalnymi, lecz także w obrębie tego samego typu. Ta zmienność parametrów może świadczyć o poligenicznym charakterze penetratywnej foliacji.

Geneza penetratywnej foliacji w jednostce sowiogórskiej jest zagadnieniem złożonym. Najprawdopodobniej regionalna foliacja jest poligeniczną strukturą planarną (Cymerman, Walczak-

-Augustyniak 1986; Żelaźniewicz 1987; Cymerman 1989). Stwierdzenie przez W. Grocholskiego (1969) w odsłonięciu na wzgórzu 375,5 m n.p.m. (fig. 2, domena nr 9) cienkich przewarstwień gnejsów, amfibolitów laminowanych i wapieni krystalicznych z diopsydem wskazuje, że penetratywna foliacja  $S_1$  jest zorientowana równolegle do pierwotnej stratyfikacji  $S_0$  osadów premetamorficznych. Dlatego można założyć, że najczęściej regionalna foliacja  $S_1$  jest foliacją naśladowczą w stosunku do powierzchni stratyfikacji  $S_0$ .

Żelaźniewicz doszedł również do podobnego wniosku na podstawie szczegółowych obserwacji mikrostrukturalnych i stwierdził, że w czasie etapu deformacji  $D_1$  utworzyły się podstawowe zespoły mineralne, które swoim kierunkowym ułożeniem naśladowały warstwowanie sedymentacyjne  $S_0$  (Żelaźniewicz 1987). Wniosek ten nie dotyczy jednak stref przegubowych fałdów  $F_1$ , gdzie foliacja  $S_1$  przerastała powierzchnie stratyfikacji  $S_0$ . W strefach tych foliacja  $S_1$  jest złożoną strukturą planarną, składającą się z foliacji naśladowczej powierzchni  $S_0$  (np. na skrzydłach fałdów  $F_1$ , gdzie  $S_1 = S_0$ ) oraz z foliacji osiowej  $S_1$  (vide Żelaźniewicz 1987).

Powierzchnie pierwotnej anizotropii skały, np. powierzchnie warstwowania  $S_0$ , mogły być reaktywowane i przebudowywane podczas kolejnych deformacji. Rozwijająca się foliacja  $S_1$ , nie ułożona równolegle do warstwowania  $S_0$ , mogła ulegać w strefach fałdowań rotacji, aż do prawie zupełnej równoległości powierzchni  $S_1$  i  $S_0$ . Foliacja  $S_1$  mogła się intensywnie rozwijać podczas reaktywowania powierzchni  $S_0$ , ponieważ zwrot ścinania na skrzydłach synchronicznych fałdów  $F_1$  był zawsze antytetyczny (Bell 1986). Procesy te prowadziły do synchronicznego rozwoju nowej foliacji  $S_1$  i reaktywowania starszej powierzchni anizotropii ( $S_0$ ). Dlatego nie jest dziwne, że wzdłuż powierzchni  $S_0$  i  $S_1$  krystalizowały takie same asocjacje mineralne (Żelaźniewicz 1987). Praktycznie nie można jednak stwierdzić, szczególnie wśród skal silnie zmetamorfizowanych, czy foliacja  $S_1$  była wynikiem reaktywacji powierzchni  $S_0$  czy produktem deformacji  $D_1$ , który uległ rotacji do powierzchni  $S_0$  i doznał tu dalszej ewolucji (Bell 1986).

Na podkreślenie zasługuje również fakt, że na badanym obszarze, podobnie jak na wielu innych wielokrotnie zdeformowanych i zmetamorfizowanych obszarach, gdzie stwierdzono równoległość penetratywnej foliacji do warstwowania, fałdy związane z pierwszym etapem deformacji  $D_1$  są bardzo rzadkie lub nieobecne (np. Piasecki 1980;

Holcombe, Callender 1982; Gayer *et al.* 1985). Zjawisko to można tłumaczyć izoklinalnym fałdowaniem  $F_1$ , rozwojem nasunięć na powierzchniach równoległych do warstwowania z intensywnymi ścinaniami wewnątrz płaszczowin lub za pomocą modelu reaktywacji warstwowania  $S_0$  (Bell 1986).

Foliacja  $S_1$ , będąca efektem procesów tektonometamorficznych w czasie fazy deformacji  $D_1$ , uległa późniejszym transpozycjom i reaktywacjom podczas kolejnych faz deformacji i jej kosztem rozwinęły się młodsze foliacje ( $S_2$  i  $S_3$ ). Ze społy młodszych foliacji utrwalają najczęściej mimetycznie penetratywną foliację  $S_1$  (Cymerman 1988). Procesy nakładania się na siebie i reakty-

wacji różnowiekowych foliacji są przyczyną znacznych trudności w odróżnieniu od siebie poszczególnych generacji foliacji. Dodatkowymi czynnikami utrudniającymi to rozróżnianie są:

- podobieństwo morfologiczne i mineralogiczne różnych generacji foliacji;
- przemieszczanie się składowych odkształcenia, np. stref progresywnego ścinania, podczas poszczególnych faz deformacji;
- wpływ metasomatycznych fluidów, zwłaszcza w strefach ścinań.

I chociaż na obszarze całej jednostki sowiogórskiej obserwuje się na ogół jedną penetratywną foliację, oznaczoną symbolem  $S_1$ , to należy pamiętać, że jest to struktura złożona, poligeni-

**Tabela 1.** Charakterystyka diagramów konturowych penetratywnej foliacji dla poszczególnych domen  
Summary of data from contoured stereograms of penetrative foliation for individual domains

Numer domeny Domain number	Liczba odsłoneń Number of outcrops investigated	Liczba pomiarów Number of measurements	Maksimum foliacji Maximum of foliation		Osie makrofałdów – osie $\pi$ Axes of macrofolds – $\pi$ -axes		
			%	orientacja orientation	główna main	mniej wyraźna less marked	najslabiej zaznaczona least marked
1	2	50	20,0	040/90 N50W, 90E	125/80	313/10	005/65
2	13	302	6,6	023/90 N67W, 90N	112/50	093/60	
			6,0	067/60 N23W, 60E			
			6,0	040/80 N50W, 80N			
3	6	173	8,7	045/90 N45W, 90E	320/20	133/30; 315/80	
			8,7	030/40 N60W, 40N			
4	13	199	8,5	060/70 N30W, 70E	135/45	143/30; 140/20	087/80; 055/45
5	13	271	11,4	053/80 N37W, 80E	137/30	333/25	098/80
6	8	223	8,5	070/70 N20W, 70E	147/40	302/75	013/60
			8,1	232/85 N38W, 85W			
7	8	147	14,3	070/60 N20W, 60E	138/35	095/55; 038/25	345/60; 022/50
			10,2	100/40 N10E, 40E			
8	7	186	6,5	190/60 N80W, 60S	170/55	152/45; 130/65 113/75	112/40; 043/45
			5,4	110/70 N20E, 70E			
9	6	131	15,4	062/70 N28W, 70E	092/60	123/50	003/55
10	5	104	13,5	070/60 N20W, 60E	105/50	138/40	013/45

czna. Symbol  $S_1$  wskazuje jedynie, że podstawowe zespoły mineralne, budujące penetratywną foliację utworzyły się podczas fazy deformacji  $D_1$ . Podczas kolejnych faz tektonicznych i procesów metamorficznych foliacja  $S_1$  ulegała reaktywacji, transpozycji, rekrytalizacji i (lub) migmatytyzacji. Orientacja przestrzenna penetratywnej foliacji  $S_1$  będzie podstawą do wyróżnienia zasadniczych elementów makrobudowy w okolicach Bielawy i Owiesna. Na mapach strukturalnych (fig. 41, 42) przedstawiona jest przestrzenna orientacja penetratywnej, nie rozdzielonej foliacji  $S_1$ . Charakterystyka przestrzennego ułożenia foliacji  $S_1$  w poszczególnych domenach strukturalnych (fig. 15, 17, 19, 21, 23, 25, 27, 29, 31 i 33) zestawiona jest w tabeli 1.

Synkinematyczna, kierunkowa rekrytalizacja oligoklazau i kwarcu, a zwłaszcza ukierunkowane wyciągnięcie blaszek biotyту, wyznacza nie tylko penetratywną foliację  $S_1$ , lecz także wyraźnie wykształconą lineację ziarna mineralnego  $L_1$ . Lineacja mineralna  $L_1$ , podobnie jak foliacja  $S_1$ , jest strukturą złożoną, która doznała takich samych różnorodnych i skomplikowanych przeobrażeń tektonometamorficznych, jak foliacja  $S_1$ . Z powodu reaktywowania foliacji  $S_1$  podczas młodszych faz deformacji, znajdująca się na tych powierzchniach lineacja mineralna  $L_1$  ulegała także rotacji, rekrytalizacji i była „nadrukowywana” przez młodsze lineacje mineralne  $L_2$  i  $L_3$ . Ze względu na podobne warunki metamorfizmu podczas kolejnych faz deformacji ( $D_1$ ,  $D_2$  i  $D_3$ ) oraz reaktywację starszych powierzchni foliacji  $S_1$  podczas młodszych faz deformacji trudno jest oddzielić od siebie poszczególne generacje lineacji mineralnych. Dlatego na diagramach te struktury linijne, będące strukturami penetratywnymi, przedstawione są jako elementy nie rozdzielone (fig. 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32 i 34). Należy jeszcze zaznaczyć, że lineacja mineralna  $L_1$  ulegała progresywnej rotacji na reaktywowanych i przebudowywanych powierzchniach foliacji  $S_1$  do kierunku linii intersekcji powierzchni foliacji  $S_1$  z płaszczyzną  $XZ$  elipsoidy odkształcenia tej fazy deformacji, która spowodowała procesy reaktywacji foliacji (Bell 1986).

Mezostuktury fałdowe  $F_1$  charakteryzują się najczęściej formami wąskopromiennymi lub izoklinalnymi, silnie spłaszczonymi (fig. 5), bardzo często o wyraźnie pogrubionych przegubach i zupełnie wytartych skrzydłach albo też z wycienionym jednym skrzydłem i całkowicie wytartym drugim (pl. I, 1). Fałdy  $F_1$  w większości należą do klas od 5B do 5E według morfologicznej klasyfi-

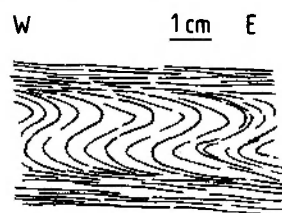


Fig. 5. Mezofałdy wąskopromienne, typu similar, śródfoliacyjne. Równoległe do powierzchni osiowej  $S_2$  fałdów  $F_2$  rozwija się na ich dłuższych skrzydłach foliacja transpozycyjna. Góra Długa; domena nr 5

Tight, similar intrafolial folds.  $S_2$  transpositionak foliation, which developed on the longer limbs of  $F_2$  folds, parallelly to their axial planes. The Mount Góra Długa; domain no. 5

kacji fałdów (Hudleston 1973). Struktury fałdowe  $F_1$  występują na ogół w formie drobnych fałdów śródfoliacyjnych, powstałych z zafałdowania powierzchni stratyfikacji  $S_0$ . Powierzchnie te wykształcone są obecnie jako metamorficzna więźba (fabric)  $F_1M_1$  (Żelaźniewicz 1987), zbudowana z lamin złożonych z agregatów kwarcowo-skalieniowych lub skalieniowych, występujących przeważnie w gnejsach cienkwarstewkowych (laminowanych).

Powierzchnie osiowe  $S_1$  mezofałdów  $F_1$  ułożone są równoległe do penetratywnej foliacji (pl. II, 1). Równoległe do powierzchni osiowej fałdów  $F_1$  na ich dłuższych skrzydłach rozwija się foliacja transpozycyjna  $S_2$  (fig. 5). Większość fałdów  $F_1$  występuje w soczewach lub lokalnych nabrzmieniach „opływanych” przez penetratywną foliację  $S_1$  lub  $S_1 + S_2$ , co można dobrze wytłumaczyć modelem porozidzielanych składowych totalnego odkształcenia (ang. strain partitioning). Intensywna transpozycja i reaktywacja powierzchni stratyfikacji  $S_0$  i foliacji  $S_1$  prowadzi do rozwoju izolowanych fragmentów struktur  $F_1$  w formie odkorzenionych, śródfoliacyjnych fałdów  $F_1$  w tych partiach skały, które nie doznały znaczącej reaktywacji podczas fazy  $D_1$  i młodszych etapów (Bell 1986).

Ewolucja tych bezkorzeniowych struktur fałdowych, zachowanych w soczewowatych formach, przypomina rozwój porfiroblastów w warunkach porozidzielanej deformacji (Bell *et al.* 1986). Mechanizmy te dobrze tłumaczą rzadkie występowanie mezofałdów  $F_1$  oraz zjawisko rotacji „oczek”, zbudowanych głównie z agregatów kwarcowo-skalieniowych (pl. I, 2). Te struktury oczkowe mogą być wiekowym odpowiednikiem, również rzadko spotykanych, reliktyw staurolitu i andaluzytu (Morawski 1973; Diedzicowa 1979; Kryza 1981). Podobne do reliktywowych oczek

kwarcowo-skaleniovych są znacznie od nich większe owalne soczewy, które zbudowane są ze skał wapienno-krzemianowych (pl. III, 2; IV, 1, 2). Po raz pierwszy ten, charakterystyczny dla jednostki sowiogórskiej, typ struktur opisał Hentschel (1943). Oslonę soczewowatej „budiny” stanowi gnejs z licznymi granatami, sama soczewa natomiast jest zbudowana z trzech, mniej lub bardziej regularnie zaznaczonych, owalnych pasów, różniących się składem mineralnym. Jądro soczewy jest zbudowane z granatów (hessonit) i agregatu zoizytowego z licznymi ziarnami tytanitu i syderytu oraz kwarcu (pl. III, 2; IV, 1, 2).

W makroskali podobnymi soczewowatymi relikami mogą być nieliczne, soczewowate w formie, wystąpienia granulitów kwarcowo-skaleniovych w zachodniej części jednostki sowiogórskiej. Granice między granulitami a otaczającymi je gnejsami i migmatytami są strefami ścinań podatnych (Żelaźniewicz 1985). Na podstawie szczegółowych badań strukturalnych Żelaźniewicz (1985) stwierdził, że procesy podatnej (ciągłej) deformacji ścięciowej odbyły się w tych strefach przed fazą  $D_2$  lub syntektonicznie z początkiem tej fazy. Ostatnio jednak ten sam autor opowiada się za ich tektonicznym umiejscowieniem w jednostce sowiogórskiej podczas fazy  $D_1$  (Żelaźniewicz 1987).

#### DRUGA FAZA DEFORMACJI $D_2$

Podczas fazy deformacji  $D_2$  intensywnemu i powszechnemu zafaldowaniu uległa penetratywna foliacja  $S_1$ , w wyniku tego powstał bardzo liczny zespół fałdów  $F_2$ . Wśród różnorodnego pod względem morfologii i wielkości zespołu fałdów  $F_2$  najliczniejsze są mezofałdy wąskopromienne (fig. 5, 6; pl. II, 1, 2; V, 1, 2, 3; VI, 2; XV, 1, 2; XVII, 1; XX, 2; XXII, 1). Często występują także fałdy

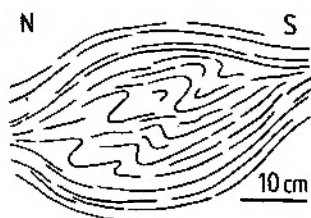


Fig. 6. Mezofałdy  $F_2$  i (lub)  $F_1$  wąskopromienne, lokalnie dysharmonijne znajdujące się w soczewie „opływanej” przez foliację  $S_2$  i (lub)  $S_3$ . Dalsze objaśnienia w tekście. Łysa Góra; domena nr 2

Tight, locally disharmonic  $F_2$  and (or)  $F_1$  folds in the lens flown around by the  $S_1$  and (or)  $S_2$  foliation. For further explanation see the text. The Mount Łysa Góra; domain no. 2

izoklinalne  $F_2$  (pl. II, 1; V, 3; VI, 1; VII, 1; XII, 1; XIV, 1, 3). Według klasyfikacji morfologicznej fałdów (Hudleston 1973) wąskopromienne i izoklinalne fałdy  $F_2$  należą do klas od 4B do 4F i od 5B do 5E (pl. II, 3; III, 1). Według strukturalnej klasyfikacji fałdów (Jaroszewski 1980) natomiast zaliczyć je można do klasy fałdów symilarnych lub klasy fałdów wysmuklonych. Amplituda fałdów wąskopromiennych  $F_2$  waha się od kilku do kilkudziesięciu cm, rzadko dochodzi do kilku metrów.

Obok fałdów  $F_2$  o charakterystycznych ostrokatowych przegubach występują także fałdy  $F_2$  o owalnych, koncentrycznych kształtach przegubów (pl. II, 3; V, 2). Zróznicowanie geometrii fałdów  $F_2$  (od form izoklinalnych po struktury otwarte, średniopromienne) spowodowane jest zmiennością warunków reologicznych skał podczas fazy  $D_2$ .

Lokalnie w strefach przegubowych fałdów  $F_2$  i miejscami na ich skrzydłach wykształcona jest nowa foliacja  $S_2$ . Foliacja transpozycyjna  $S_2$  wyznaczona jest głównie przez zrotowane blaszki lub agregaty biotyту i (lub) przez agregaty fibrolitowe. Odróżnienie foliacji  $S_2$  od  $S_1$  możliwe jest tylko w strefach, gdzie dochodzi do ich przecięcia, czyli w partiach przegubowych fałdów  $F_2$ . Ze względu jednak na silną rekrystalizację oraz podobną asocjacje mineralną, wyznaczającą obie foliacje, ich rozróżnienie jest praktycznie niemożliwe, nawet w obserwacjach mikroskopowych (Żelaźniewicz 1987).

Trafne jest spostrzeżenie Żelaźniewicza (1987), że przy braku fałdów  $F_2$  obserwowaną w skałach foliację należy uważać za  $S_1$ . Jednakże brak deformacji fałdowych  $F_2$  w skale nie wyklucza możliwości rozwoju elementów więzby  $F_2M_2$  (Żelaźniewicz 1987).

Z rozwojem foliacji  $S_2$  związany jest proces fibrolityzacji biotyту (Żelaźniewicz 1984b, 1987). Piłśniowe agregaty fibrolitu ułożone są równoległe do powierzchni osiowych fałdów  $F_2$ . Fibrolit rośnie kosztem biotyту, z którego przeobraża się poprzez stadium chlorytowe lub muskowitzowe (Żelaźniewicz 1984a). Morawski (1973) zakładał natomiast możliwość polimorficznego przejścia dystenu w syllimanit podczas drugiego etapu metamorfizmu (i migmatytyzacji).

W czasie drugiego etapu deformacji  $D_2$  powstały także struktury budinażowe. Budiny charakteryzują się najczęściej formami mniej lub bardziej spłaszczonych soczew (fig. 14; pl. III, 2; IV, 1, 2; XX, 3; XXII, 2). W większości przypadków budiny zbudowane są w masywnych, drobnoziar-

nistych amfibolitów (pl. XX, 3; XXII, 2). Być może podczas fazy  $D_2$  modyfikacjom ulegały również soczewy skał wapienno-krzemianowych (pl. III, 2; IV, 1, 2). W kilku przypadkach stwierdzono występowanie cienkich, ciemniejszych smużek mylonitycznych typu shear bands, które „opływały” budinę (pl. III, 1).

Na szczególne podkreślenie zasługuje fakt koaksjalności osi największego wyciągnięcia budin z lineacją typu rozciągania (ang. stretching lineation), która występuje na powierzchniach foliacji mylonitycznej (pl. IV, 2). Wskazuje to na synchroniczność rozwoju struktur budinażowych w strefach ścinania podatnych w układzie poroździelanego odkształcenia (Bell 1985, 1986; Bell *et al.* 1986).

Budiny  $L_2$  powstały w strefach pozbawionych odkształceń lub, co wydaje się bardziej prawdopodobne, strefy progresywnego ścinania „opływały” albo rozgałęziały się wzdłuż partii skał o większej kompetencji, np. amfibolitów. Dlatego też budiny  $L_2$  wyciągnięte są generalnie w kierunku orientacji lineacji z rozciągania (lineacji mylonitycznej), która jest równoległa do osi  $X$  elipsoidy deformacji (Nicolas 1984). Wcześniej omówione „śródfoliacyjne” struktury fałdowe  $F_1$  mogą być uważane za rodzaj fałdów budinowych (ang. „boudin” folds), w których relikty przegubów  $F_1$  zachowane są w jądrach budin. Granice tego typu fałdów budinowych są trudno rozpoznawalne ze względu na brak różnic w litologii oraz ze względu na późniejszą rekrytalizację.

Bliski związek rozwoju struktur budinażowych  $L_2$  ze strefami ścinania podatnych  $S_2$  stwierdzono także w okolicach Piławy Górnej (Cyerman 1989). Przykłady rozwoju budinaży w sąsiedztwie lub wśród stref ścinania opisano ostatnio z południowej części Masywu Czeskiego (Rajlich *et al.* 1986). Na rozwój procesów ścinania podatnego (ciągliwego) w jednostce sowiogórskiej przed lub na samym początku fazy  $D_2$  wskazywał także Żelaźniewicz (1985). Autor ten stwierdził, że strefy i pasemka mylonityczne zostały w większości zartarte przez młodszą rekrytalizację, związaną z metamorfizmem regionalnym  $M_2$  w warunkach facji amfibolitowej.

I chociaż w ostatniej pracy Żelaźniewicza (1987) strefy ścinania podatnego i związanej z nimi mylonityzacji odnoszone są jedynie do fazy deformacji  $D_4$ , to prawdopodobnie procesy mylonityzacji w jednostce sowiogórskiej, a może tylko w części przedgórskiej, były polifazowe i związane ze wszystkimi rozpoznanymi fazami deformacji od  $D_1$  do  $D_5$ . To stwierdzenie nie wydaje się

dziwne, jeżeli w ewolucji tej jednostki założy się model poroździelania totalnej deformacji na składowe (ang. partitioning strain), o którym już niejednokrotnie wspomiano.

Poroździelanie deformacji na części składowe spowodowało, że w różnych skalach (od mikrodo makroskali) poszczególne domeny doznawały w czasie fazy  $D_2$ :

- tylko progresywnych odkształceń ścinających (pasemka mylonityczne, strefy ścinania podatnych);
- progresywnych odkształceń ścinających i progresywnego skrócenia (fałdy wąskopromienne  $F_2$  i foliacja osiowa  $S_2$ );
- głównie progresywnych odkształceń kompresyjnych (fałdy otwarte, średniopromienne  $F_2$ );
- nie doznawały odkształceń (np. jądra budin  $L_2$ ).

Dlatego też różnorodność struktur deformacji  $D_2$ , głównie fałdów  $F_2$ , nie musi być tłumaczona jedynie za pomocą zmienności cech reologicznych podczas fazy  $D_2$  (Żelaźniewicz 1987). Bogactwo różnorodnych form mezostrukturalnych świadczy raczej o poroździelanej na składowe elementy totalnej deformacji  $D_2$ . Dodatkowe komplikacje wynikają również z tego, że strefy z dominującą składową progresywnego skrócenia mogą stać się strefami zdominowanymi przez składową progresywnego ścinania (Bell *et al.* 1986). Sytuacje odwrotne również mogą występować w przypadku heterogenicznych odkształceń. Nie wykluczone, że do zmian składowych odkształcenia może dochodzić wielokrotnie nawet podczas jednej fazy deformacji. Również w obrębie samych stref ścinania pole ruchu jest przestrzennie poroździelane na trzy składowe (Platt 1984): poślizgu, rozciągania i obrotu (spinu).

Rozwojowi foliacji  $S_2$ , a także  $S_3$ , towarzyszy lokalnie (?) rozwój zespołów nieciągłych, trudnych do bezpośredniego rozpoznania w terenie, stref i pasemek mylonitycznych. Ten typ warstewek ścinania (ang. shear bands, *vide* Passchier 1984) charakteryzuje się ciemnoszarymi mylonitycznymi lub lokalnie ultramylonitycznymi domenami o niewielkich miąższościach, przeważnie około 1–2 mm, i różnym odstępem między tymi domenami. Ten typ niepenetratywnej, mylonitycznej foliacji jest najczęściej określanej jako strefy „cisaillement” lub powierzchnie  $C$  (Berthé *et al.* 1979; Ponce de Leon, Choukroune 1980). Zależności między powierzchniami  $S$  (foliacji) i  $C$  (ścinania) były opisane szczegółowo przez Berthégo *et al.* (1979), Simpsona i Schmida (1983) oraz Listera i Snoke’a (1984).



Na badanym obszarze powierzchnie  $C$  rozwijały się prawdopodobnie synchronicznie z rozwojem powierzchni foliacji  $S_2$  podczas fazy  $D_2$ . Świadczy o tym brak dowodów „nadrukowywania się” tych powierzchni na siebie. Powierzchnie foliacji  $S_2$  najłatwiej zidentyfikować w strefach przegubowych wąskopromiennych fałdów  $F_2$ , gdzie występują one w formie foliacji osiowej. W miarę wzrostu stosunku wysokości do promienia fałdów (ściśliwości skrzydeł) przeguby coraz bardziej wąskopromiennych fałdów  $F_2$  ulegają w coraz większym stopniu wpływowi składowej ścinającej deformacji  $D_2$ . Dlatego też foliacja osiowa  $S_2$  związana będzie ze strefami progresywnego skrócenia i progresywnego ścinania, a powierzchnie  $C_2$  rozwijać się będą tylko w strefach lub pasmках intensywnego ścinania.

Podobne mechanizmy rozwoju foliacji  $S_3$  i pasemek mylonitycznych  $C_3$  działały także podczas fazy deformacji  $D_3$ . W jednostce sowiogórskiej rozwinął się także młodszy od etapu  $D_3$  zespół powierzchni  $C$ . Ze względu na powstanie tego ostatniego zespołu w warunkach retrogresji metamorfizmu regionalnego jest on najłatwiej rozpoznawalny w jednostce sowiogórskiej. Żelazniewicz rozwój ścinania podatnego i procesy mylonityzacji wiąże z etapem deformacji  $D_4$  (Żelazniewicz 1987). Do problemu mylonityzacji powrócimy jeszcze przy omawianiu faz deformacji  $D_3$  i  $D_4$ .

O znaczącej roli procesów ścinania podczas fazy  $D_2$ , jak i etapu deformacji  $D_3$  świadczą także liczne przykłady fałdów futerałowych (ang. sheath folds). Fałdy futerałowe (Cymerman 1986) zostały po raz pierwszy opisane ponad dziesięć lat temu, a ich geneza była ściśle związana z rozwojem stref ścinań (Carreras *et al.* 1977; Quinquis *et al.* 1978; Bell 1978; Minningh 1979). Cobbold i Quinquis (1980) przedstawili trzy możliwe modele rozwoju fałdów futerałowych w strefach ścinania.

Fałdy futerałowe charakteryzują się przede wszystkim niecyndrycznością i wyraźną asymetrią formy oraz krzywymi, nieregularnymi przegubami fałdów, często w kształcie futerałów lub pochwy. Stąd ich nazwa. Przeguby fałdów o słabo zaznaczonej początkowej krzywiznie, poddane wyciąganiu w kierunku ekstensji w strefach intensywnych odkształceń ścinających, ulegają dalszym przeładowaniom i w końcu powstają mniej lub bardziej rozwinięte formy futerałowe (fig. 7). Pierwotna forma fałdów mogła powstać we wcześniejszej fazie deformacji i ulegać modyfikacjom oraz rotacji podczas następnych faz deformacji. Bardziej prawdopodobne wydaje się jednak, że

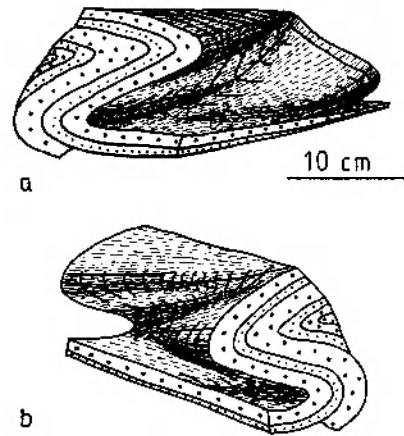


Fig. 7. Przykłady niecyndryczności form mezofałdów  $F_2$  typu fałdów futerałowych (ang. sheath folds). *a* – fałdy futerałowe  $F_2$  o łukowatych przebiegach osi i o trójwymiarowej postaci zbliżonej do formy spłaszczonego stożka; lineacja ziarna mineralnego, głównie biotyту, zorientowana jest równolegle do orientacji osi fałdów  $F_2$ ; *b* – te same fałdy futerałowe  $F_2$  oglądane z drugiej strony. Wkop badawczy około 200 m na E od wzniesienia 361,0 m n.p.m. (domena nr 9) Examples of noncylindricity of  $F_2$  sheath folds of curved axes and flattening cone-like forms; mineral lineation is parallel to  $F_2$  axes orientation; *b* – the same  $F_2$  sheath folds, but from the opposite side. Unoriented sample; test pit about 200 m east of the hill 361.0 m a.s.l. (domain no. 9)

fałdy futerałowe powstały i rozwijały się podczas jednego etapu deformacji ekstensyjnej (Carreras *et al.* 1977; Quinquis *et al.* 1978; Rhodes, Gayer 1978).

Należy zaznaczyć, że etap deformacji  $D_2$  różnił się zasadniczo od kolejnego etapu deformacji  $D_3$  ani pod względem warunków metamorfizmu, ani regionalnego pola naprężeń (Cymerman 1987b, 1989). Dlatego bardzo trudno w wielu przypadkach odróżnić od siebie fałdy  $F_2$  i  $F_3$ . Nie dotyczy to miejsc z przykładami superpozycji struktur fałdowych  $F_2$  i  $F_3$  (fig. 8; pl. V, 3; VIII, 5; XIV, 1, 4).

Orientacja osi fałdów  $F_2$  jest równoległa do lineacji mineralnej wyrażonej kierunkowym ułożeniem blaszek i pakietów łuszczyków oraz ziarn skaleni, kwarcu i czasami fibrolitu. Ze względu na podobne wykształcenie mineralogiczne odróżnienie lineacji mineralnej  $L_1$  od  $L_2$  jest praktycznie niemożliwe, oprócz partii z fałdami  $F_2$ .

Ułożenie przestrzenne osi fałdów  $F_2$  jest dośyć stałe dla całej północnej części Wzgórz Bielawskich (fig. 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32, 34). Osie fałdów  $F_2$ , podobnie jak lineacje mineralne, nachylają się najczęściej ku SE, rzadziej ku E lub południowi pod średnimi lub małymi kątami nachylenia. Największe rozrzuty orientacji osi fał-

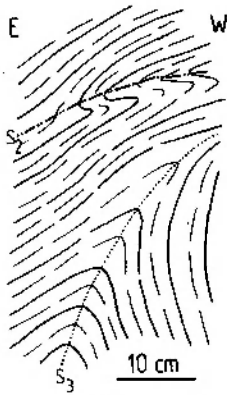


Fig. 8. Dwa systemy mezofałdów  $F_2$  i  $F_3$ . Mezofałdy  $F_2$  z powierzchniami osiowymi  $S_2$  zachowane są na wschodnim skrzydle większego mezofałdu  $F_3$ . Fałd  $F_3$  charakteryzuje się coraz większą ściśliwością skrzydeł i stopniową, krzywoliniową zmianą kąta upadu powierzchni osiowej  $S_3$  aż do równoległości (koplanarności) powierzchni osiowych  $S_2$  i  $S_3$ . Szczyt Góry Parkowej, domena nr 4

Two generations of the  $F_2$  and  $F_3$  mesofolds. The  $F_2$  folds with  $S_2$  axial planes preserved on the eastern limb of the  $F_3$  fold.  $F_3$  fold changing the dip of  $S_3$  axial plane became parallel to  $S_2$  axial plane. The summit of the Mount Góra Parkowa; domain no. 4

dów  $F_2$  i lineacji mineralnych stwierdzono na obszarze domen nr 2 (fig. 18), 3 (fig. 20) i 6 (fig. 26). Osie fałdów  $F_2$ , jak i lineacje mineralne, są najczęściej także koaksjalne (tautozonalne) z osiami fałdów  $F_3$ .

### TRZECIA FAZA DEFORMACJI $D_3$

Trzeci etap deformacji  $D_3$  spowodował powstanie bardzo licznych mezofałdów  $F_3$ , które w większości zbliżone są morfologią oraz orientacją do mezofałdów  $F_2$ . Morfologia fałdów  $F_3$  jest silnie zróżnicowana, zmienna i często dysharmonijna (pl. VI, 1, 3; VII, 1, 2; VIII, 1, 2; IX, 1, 2). Struktury fałdowe  $F_3$  stanowią najtrudniejszą do sklasyfikowania generację fałdów w jednostce sowiogórskiej. Dotyczy to szczególnie fałdów ptygmantowych, poligonalnych, konwolutnych i dysharmonijnych, które stanowią najliczniejszy zespół mezofałdów  $F_3$ , szczególnie w migmatytach fałdowych i gnejsach o silnym stopniu migmatytyzacji (pl. VI, 3; VII, 1, 2, 3; VIII, 1, 2; IX, 1, 2; X, 1, 3, 6).

Czasami konkordantne laminy i warstewki leukosomu podkreślają penetratywną foliację ( $S_1$ ) oraz wskazują, że procesy migmatytyzacji rozpoczęły się przed zafaldowaniem ich w struktury  $F_3$  (pl. I, 2; VII, 1; VIII, 1, 2). Migmatytyzacja nie objęła w jednakowym stopniu wszystkich skał

jednostki sowiogórskiej. W partiach paragnejsów, w których nie doszło do intensywnej migmatytyzacji w czasie fazy  $D_3$ , geometria mezofałdów  $F_3$  jest bardziej regularna niż fałdów  $F_3$  z partii gnejsów o silnej migmatytyzacji.

Mniej dysharmonijne fałdy  $F_3$  są najczęściej średniopromienne i asymetryczne (pl. XII, 2, 3; XIII, 1, 2, 3; XIV, 1, 2, 3). Stwierdzono także fałdy otwarte  $F_3$  o zmiennej morfologii od fałdów załamowych, daszkowatych, grzebieniowych aż po formy sinusoidalne, szerokopromienne (pl. XIII, 2).

Wzdłuż powierzchni osiowych mezofałdów  $F_3$  rozwija się miejscami foliacja osiowa  $S_3$ , która może być podzielona na dwa typy. Foliacja osiowa  $S_3$ , wyrażona przez gęste laminy i warstewki leukosomu, o zmiennej grubości, charakterystyczna jest szczególnie dla otwartych, średniopromiennych fałdów  $F_3$  (pl. VIII, 2; XII, 1, 3). Często wzdłuż powierzchni osiowych fałdów  $F_3$  lub równoległe do nich wykształcone są żyły pegmatytów lub strefy skał o uziarnieniu granitowym (pl. XII, 2, 3, 4). Powstanie partii homofanicznych skał Żelaźniewicz (1979, 1987) wiąże z fazą deformacji  $D_5$ , ponieważ partie tych skał rozwinięte są w strefach przegubowych fałdów  $F_5$ .

Podkreślić należy, że ostatnio Żelaźniewicz (1987) znalazł dowody wskazujące, że procesy homofanizacji dokonywały się także w strukturach fałdowych  $F_3$  w strefach powierzchni osiowych  $S_3$ . Autor ten stwierdził, że „przy końcu fazy  $D_3$  istniały lokalne warunki do statycznej homofanizacji, objawiającej się właściwie w taki sam sposób, jak późniejsza homofanizacja”. Czy rzeczywiście były dwa etapy homofanizacji?

Kryteria strukturalne, które mają przyczynić się do identyfikacji homofanizacji związanej z etapami deformacji  $D_3$  i  $D_5$  są niejednoznaczne. Morfologia fałdów  $F_5$ , przedstawiona przez Żelaźniewicza na figurze 23, nie różni się zasadniczo od profili fałdów  $F_3$  zestawionych na figurze 9 (Żelaźniewicz 1987). Przyjęcie dwóch etapów homofanizacji ( $M_3$  i  $M_4$ ) wymaga także przyjęcia ponownej migmatytyzacji skał jednostki sowiogórskiej. Badania petrograficzne Morawskiego (1973) i Kryzy (1987) wskazują, że migmatytyzacja w skałach sowiogórskich była jednym, ciągłym procesem, związanym z metamorficzną mobilizacją jasnych składników. Możliwe, że procesy homofanizacji w jednostce sowiogórskiej, wyrażające się nadtapianiem skał i statyczną rekryształizacją, szczególnie plagioklazów, były związane ze zmieniającymi się przestrzennie składnikami deformacji. Partie homofaniczne były miejscami,

gdzie nie dochodziło do deformacji skał przez pewien okres w czasie deformacji  $D_3$ .

Do anatektycznej homofanizacji gnejsów sowiogórskich dochodziło prawdopodobnie w strefach „cieni ciśnień”, np. za budinami amfibolitowymi (Cyerman 1989). Było to związane z krótkotrwałym zanikiem kierunkowych naprężeń tektonicznych. Występowanie kwarcowo-syllimanitowych nodul i przerostów równoległych do foliacji  $S_3$  w gnejsach homofanicznych (pl. XVI, 1, 2), rozwój stref ścinania  $C_3$  (pl. XVI, 2) oraz fakt przecinania partii gnejsów zhomofanizowanych przez pegmatyty, które związane są z etapem deformacji  $D_4$ , wskazują, że rozwój partii homofanicznych odbywał się w czasie fazy  $D_3$ .

W odsłonięciach trudno jest zidentyfikować foliację osiową  $S_3$ , wykształconą w postaci smug lub pasemek mylonitycznych. Dopiero na przecięciach prób i pod mikroskopem stwierdza się miejscami bardzo liczne, drobne strefy ścinań podatnych (pl. IX, 1; X, 1, 3, 5). Czasami w strefach ścinań podatnych dochodzi do rozwoju współplannych lamin i żyłek leukosomu.

Żelaźniewicz (1987) procesy mylonityzacji wiąże zasadniczo jedynie z rozwojem stref ścinania podatnego w etapie deformacji  $D_4$ . Ponieważ faza  $D_4$  odbywała się już w warunkach sztywniejszych i bardziej kruchych niż fazy  $D_2$  i  $D_3$ , to należy raczej oczekiwać rozwoju stref kataklazytów i brekcji tektonicznych, a nie mylonitów (Sibson 1977). W okolicach Piławy Górnej i Dolnej stwierdzono ostatnio, że procesy mylonityzacji w jednostce sowiogórskiej były kilkietapowe (Cyerman 1989).

Zagadnienie polifazowej mylonityzacji w jednostce sowiogórskiej nie było dotychczas szczegółowo rozpatrywane, chociaż od dawna wiadano, że skały sowiogórskie wykazują objawy mylonityzacji i kataklazy (np. Meister, Fischer 1935; W. Grócholski 1958, 1967a; Pacholska 1978). Morawski (*vide* Pacholska 1978) w okolicach Srebrnej Góry stwierdził ślady mylonityzacji gnejsów przed ich mikroklinizacją oraz późniejsze, kilkietapowe zbrekcjonowanie gnejsów i mylonitów. Pacholska (*op. cit.*) stwierdziła na południowym krańcu jednostki sowiogórskiej na podstawie badań brekcji tektonicznych, że w karbonie dolnym doszło do trzykrotnego nasilenia się procesów tektonicznych w tej części jednostki.

Żelaźniewicz (1985) stwierdził rozwój stref ścinania podatnego w zachodniej części Gór Sowich, które związane były z nasuwaniem się porwak tektonicznych, zbudowanych ze skał granulitowych i ultrabazytowych. Strefy ścinania podat-

nego (ciągliwego) związane z fazą deformacji  $D_4$  występują najliczniej w południowej części Gór Sowich (Żelaźniewicz 1987).

Wyniki badań strukturalnych, wykonanych w okolicach Białawy, Owiesna i Piławy Górnej, wskazują, że mylonityzacja jest zjawiskiem dość powszechnym i związana jest praktycznie z wszystkimi rozpoznawalnymi etapami deformacji. Wnioski te nie są zaskakujące przy założeniu modelu podzielonych składowych deformacji (ang. partitioning deformation) i ich zmian w przestrzeni podczas deformacji.

Na obszarze, położonym na wschód od badanego i omawianego w niniejszej pracy, stwierdzono, że większa część pasemek i stref mylonitycznych, z lokalnymi przejściami do protomylonitów i ultramylonitów, powstała w czasie etapu deformacji  $D_3$  (Cyerman 1987b, 1989). Podobne wnioski wynikają również z obserwacji strukturalnych, wykonanych w północnej części Wzgórz Bielawskich.

Strefy mylonityzacji osiągają tutaj maksymalne wymiary do kilkudziesięciu metrów szerokości i mogą być zaznaczone na mapie geologicznej (fig. 3, 4). Orientacja wydzielonych stref mylonitycznych oraz ich rozmiary mogą różnić się od rzeczywistych, ponieważ obraz kartograficzny opiera się głównie na obserwacjach zwietrzliny skalnej. Strefy mylonityczne, prawdopodobnie ze względu na ich mniejszą odporność na wietrzenie, pozbawione są praktycznie odsłoneń.

Obserwacje mezoskopowe zależności między strefami ścinań ( $C$ ) a mezofaldami  $F_3$  wskazują, że znaczna część stref ścinania podatnego powstała w czasie fazy  $D_3$  (pl. VII, 2; IX, 1, 2; X, 1, 3). Obserwacje mikrostrukturalne wskazują, że część więzby mylonitycznej ( $C$ ) mogła powstać w czasie fazy deformacji  $D_2$  (pl. XVII, 1).

Smugi i pasemka mylonityczne, występujące w słabo zmylonityzowanych gnejsach (protomylonitach gnejsowych), są najczęściej równoległe do powierzchni granicznych lamin leukosomu (pl. XVII, 2). Laminny leukosomu charakteryzują się często wewnętrzną więzłą, która ułożona jest skośnie do granic lamin (pl. XVII, 2). Strefy ścinań podatnych  $C_3$  podkreślone są często przez pasemka lub smugi syllimanitowe (fibrolitowe) lub kwarcowo-syllimanitowe.

Pozycja syllimanitu w ewolucji strukturalnej jednostki sowiogórskiej była przedstawiona przez Żelaźniewicza (1984). Autor ten wyróżnił dwie generacje syllimanitu: starszą, związaną z fazą deformacji  $D_2$ , i młodszą, która rozwinęła się podczas fazy  $D_3$ . Na zbadanym obszarze, szcze-

gólnie w okolicach Owiesna, stwierdzono także występowanie licznych agregatów syllimanitu na ogół w formie mniej lub bardziej nieciągłych smużek i pasemek (pl. XVI, 1, 2).

Agregaty syllimanitowe są przeważnie równoległe do penetratywnej foliacji, zwłaszcza w gnejsach homofanicznych i migmatytach nebulitowych (pl. XVI, 1, 2). Często też agregaty syllimanitowe lub kwarcowo-syllimanitowe są ułożone skośnie do powierzchni penetratywnej foliacji, szczególnie w strefach ścinania podatnych  $C_3$  (pl. XVI, 2; X, 5). Istnieją więc dwie generacje syllimanitu, co zostało już wcześniej stwierdzone przez Żelaźniewicza (1984a). Starsza generacja syllimanitu jest związana z powstaniem i (lub) reaktywowaniem foliacji  $S_1$ , głównie w czasie fazy deformacji  $D_2$ . Młodsza generacja syllimanitu, wykształcona przeważnie w postaci nodul syllimanitowo-kwarcowych, związana jest natomiast z rozwojem stref ścinania  $C_3$ , które powstawały podczas fazy  $D_3$ . Lokalnie spotykane grube laminy, a nawet warstewki syllimanitowo-kwarcowe (pl. XVI, 3, 4), powstały w czasie fazy deformacji  $D_3$  w wyniku transformacji i rekrytalizacji starszego zespołu agregatów syllimanitowych przy współdziałaniu potasu, uwolnionego podczas fibrolityzacji biotyty. W takich przypadkach obserwuje się także równoległość lineacji biotytywowej z lineacją syllimanitową (pl. XVI, 3).

Laminy i nodule syllimanitowo-kwarcowe ulegają również późniejszym zafaldowaniom, głównie podczas fazy  $D_4$  (pl. XVI, 3). Strefy i pasemka mylonityczne  $C_3$  ulegają również podobnym zafaldowaniom (pl. XVIII, 1, 2). Wzrost wartości składowej ścinającej prowadzi do procentowego wzrostu pasemek mylonitycznych w skale oraz powstawania pasemek ultramylonitycznych (pl. XIX, 1). Obok progresji procesów ścinania stwierdzono także zespoły stref ścinania z przejawami drobnych dylatacji (pl. XIX, 2). Powierzchnie ścinania  $C_3$  tworzą wtedy charakterystyczny układ anastomozujących pasemek mylonitycznych. Wzdłuż tych splatających się systemów rozwijają się często wtórne kliważe, które są albo równoległe do penetratywnej foliacji albo są ułożone równoległe do średniej orientacji powierzchni  $C$  (pl. XIX, 1, 2). Struktury te przypominają swoim wyglądem zespoły kliważy, opisane przez Platta i Vissersa (1980) i Platta (1984). Wtórne struktury planarne (kliważe) nie odzwierciedlają wprost pola głównego ruchu w strefach ścinania, co utrudnia określenie zasadniczego zwrotu ścinania (Platt 1984).

Rozwój stref ścinania podatnego  $C_3$  powodo-

wał także powstanie struktur migdałowych (ang. almonds structures), opisanych wcześniej z okolic Piławy Górnej (Cymerman 1989), „szyjkowanie” penetratywnej foliacji (pl. XX, 2) oraz dalszy rozwój i modyfikacje struktur budinażowych (pl. XX, 3). Bezpośrednio z rozwojem stref ścinania  $C_3$  związane jest powstanie i dalszy rozwój fałdów futerałowych (pl. X, 2; XI, 1, 2). Podobne fałdy futerałowe omówiono wcześniej przy charakterystyce mezostruktur etapu  $D_2$ . Ostatnio Naruk (1986) zauważył, że strefy mylonitów nie muszą koniecznie reprezentować stref „silnych” odkształceń ścinających.

Orientacja osi fałdów  $F_3$  jest generalnie zgodna z orientacją lineacji mineralnej wyrażonej przez kierunkowe, równoległe ułożenie blaszek łyszczyków, ułożenie dłuższymi wymiarami ziarn skaleni i kwarcu oraz agregatów i nodul syllimanitowo-kwarcowych. Ten ostatni typ lineacji mineralnej jest charakterystyczny dla fazy  $D_3$  (Żelaźniewicz 1984a, 1987). Inne typy lineacji mineralnej  $L_3$  nie różnią się od lineacji starszych  $L_1$  i  $L_2$ . Dlatego też na diagramach orientacji struktur liniowych (fig. 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32 i 34) przedstawiono nie rozdzieloną na poszczególne generacje lineację mineralną ( $L_1 + L_2 + L_3$ ). Najczęściej lineacje mineralne nachylają się ku SE i tylko lokalnie zorientowane są ku NE (fig. 26, 34) lub NW (fig. 20, 22, 24, 32).

Osie fałdów  $F_3$  najczęściej nachylają się ku SE, znacznie rzadziej ku NE (fig. 22, 24, 26, 30, 32 i 34) lub NW (fig. 20, 28, 34). Zmienność orientacji osi fałdów  $F_3$  nie była prawdopodobnie spowodowana przez młodsze przefaldowania, ponieważ orientacja starszych fałdów  $F_2$  nie wykazuje znacznej dyspersji orientacji. To dość duże zróżnicowanie orientacji osi  $F_3$  wynikało z dużej mobilności deformowanego materiału (migmatyzacja, homofanizacja, ptygmatyzacja, zmiany objętościowe niejednorodnych ośrodków) oraz zmiennych składowych totalnej deformacji  $D_3$ .

#### CZWARTA FAZA DEFORMACJI $D_4$

Podczas fazy deformacji  $D_4$  powstały struktury fałdowe  $F_4$  oraz struktury planarne  $S_4$ . Mezofałdy  $F_4$  zafaldowując penetratywną foliację utworzyły struktury średnio- i szerokopromienne (pl. II, 4; V, 3; VII, 3). Często obserwuje się nakładanie fałdów  $F_4$ , głównie typu załomowego (daszkowatego), na fałdy systemu  $F_3$  (fig. 9, 10). Według morfologicznej klasyfikacji fałdów (Hudleston 1973) mezofałdy  $F_4$  należą do klas od 1E do 1F i od 2E do 2F. Czasami mezofałdy  $F_4$

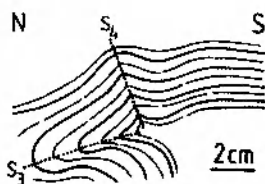


Fig. 9. Nakładanie się systemu fałdów  $F_4$  na fałdy  $F_3$ . Prawie pionowa powierzchnia osiowa  $S_4$  fałdów  $F_4$  typu załomowego jest zorientowana prostopadle do powierzchni osiowej  $S_3$  fałdu wąskopromiennego  $F_3$  o owalnym przegubie. Wzgórze 358,0 m n.p.m.; domena nr 10

Superposition of  $F_4$  upon  $F_3$  folds systems. The almost vertical  $S_4$  axial plane of the  $F_4$  folds of kink-band type is perpendicular to the  $S_3$  axial plane of the tight  $F_3$  fold with oval hinge. The hill 358.0 m a.s.l.; domain no. 10

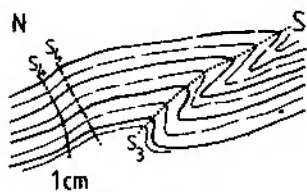


Fig. 10. Przykład nakładania się fałdów  $F_4$  typu załomowego (kink folds) o stromych kątach upadu powierzchni osiowej  $S_4$ , zapadającej ku SE, na wąskopromienne, pochylone fałdy  $F_3$  o średnich kątach upadu powierzchni osiowej  $S_3$  ku NE. Odsłonięcie między wzgórzami 303,1 i 323,7 m n.p.m.; domena nr 7

Example of overprinting kink-bands  $F_4$  folds with  $S_4$  axial plane dipping steeply SE upon tight  $F_3$  folds, with  $S_3$  axial planes dipping steeply towards NE. Locality between the hills of 303,1 m a.s.l. and 323,7 m a.s.l.; domain no. 7

tworzą systemy struktur sprzężonych o zbieżnym, wachlarzowatym układzie ich powierzchni osiowych  $S_4$ .  
Powierzchnie osiowe  $S_4$  podkreślone są często spękaniami, na ogół otwartymi, czasami kłiwaniem spękaniovym, a także rozwojem stref ścinania podatnego w warunkach retrogresji metamorfizmu. Pasemka i strefy mylonityczne  $C_4$  przecinają dyskordantnie penetratywną foliację (fig. 12). Występują również strefy mylonityczne o miąższościach rzędu kilku centymetrów, ułożone prawie równoległe do penetratywnej foliacji (fig. 13).

Na omawianym obszarze stwierdzono także kilka przypadków synchronicznego rozwoju fałdów  $F_4$  i żył pegmatytowych (fig. 11) lub granitoidowych (pl. XXI, 1, 2). Pegmatyt wykorzystuje powierzchnię penetratywnej foliacji  $S_1$  i (lub)  $S_2$  zafaldowanej podczas fazy deformacji  $D_3$  (fig. 11). Pegmatyt wnika w jądro fałdu  $F_3$  i rozwija się prawie równoległe do powierzchni osiowej  $S_3$  oraz modyfikuje formę fałdu  $F_3$  – słabe zagięcia

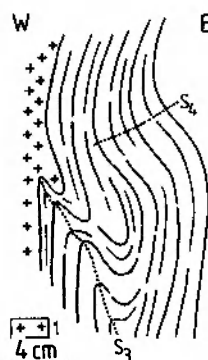


Fig. 11. Synchroniczny rozwój mezofałdów  $F_4$  i żył pegmatytowej. Zauważ wykorzystanie przez pegmatyt zafaldowanej w czasie fazy  $D_3$  penetratywnej foliacji. Pegmatyt wnika w jądro fałdu  $F_3$  prawie równoległe do powierzchni osiowej  $S_3$ . Dalsze objaśnienia w tekście. Grupa skałek na południe od szczytu Góry Długiej; domena nr 5. 1 – pegmatyt

Synchronous formation of  $F_4$  mesofolds and pegmatite veins. Note that pegmatites follows the penetrative foliation planes, which were folded during the  $D_3$  phase of deformation. Pegmatite comes into the  $F_3$  fold core almost parallel to the  $S_3$  axial plane. For further explanation see the text. Crags on southern slope of the Mount Góra Długa; domain no. 5. 1 – pegmatite

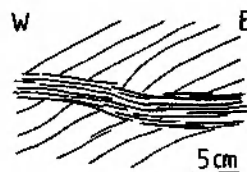


Fig. 12. Rozwój nowej foliacji  $S_4$  w strefach ścinania podatnego. Nieczynny kamieniołom na SE od szczytu Łysej Góry; domena nr 2

New  $S_4$  foliation formation in a ductile shear zones. Inactive quarry on SE slope of the Mount Łysa Góra; domain no. 2

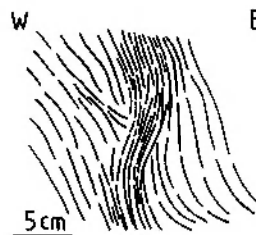


Fig. 13. Przykład prawie pionowej strefy ścinania podatnego. Dalsze objaśnienia w tekście. Lokalizacja taka sama, jak dla fig. 12

Example of an almost vertical ductile shear zone. The same location as for Fig. 12

powierzchni  $S_3$  (fig. 11). Interferencja mezofałdu otwartego  $F_4$  na fałd  $F_3$  powoduje powstanie struktury typu fałdów sprzężonych o powierzchniach osiowych ( $S_3$  i  $S_4$ ) zorientowanych prawie prostopadle do siebie (fig. 11). Lokalnie intruzja granitoidowa wykorzystuje istniejące po fazie de-

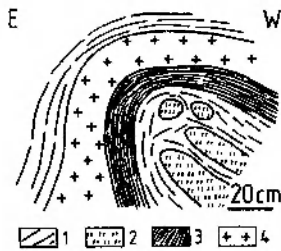


Fig. 14. Rozwój żyły pegmatytowej ułożonej równolegle do foliacji mylonitycznej, która „opływa” sąsiednie gnejsy z soczewkami amfibolitów. 1 – gnejsy warstewkowe; 2 – amfibolity masywne; 3 – gnejsy zmylonityzowane; 4 – pegmatyt. Lokalizacja: około 500 m na W od wzgórza 426,0 m n.p.m.; domena nr 8

Orientation of pegmatite vein parallel to mylonitic foliation, which flows round gneisses with amphibolite lenses. 1 – layered gneisses; 2 – massive amphibolites; 3 – mylonitic gneisses; 4 – pegmatite. Location: about 500 west of the hill 426.0 m a.s.l. domain no. 8

formacji  $D_3$  sterfy ścinania  $C_3$  (pl. XXI, 2) i powoduje daszkowate poddarcie penetratywnej foliacji w migmatycie.

Zarówno strefy mylonityczne  $C_4$ , jak i żyły pegmatytowe i granitoidowe zostały prześladowane przez otwarte struktury fałdowe  $F_5$  (fig. 13, 14). Zależności te stwierdzono tylko w niewielu przypadkach. Relacji strukturalnych obserwowanych w odsłonięciu przy drodze w Kietlicach (fig. 14) nie można jednoznacznie zinterpretować. Można przyjąć, że wzdłuż owalnej granicy silnie zmylonityzowanej soczewy z licznymi budinami amfibolitu intrudowała konkordantnie młodsza żyła pegmatytu. Nie wykluczone jest jednak, że pegmatyt, wykorzystujący strefę ścinania  $C_3$ , w czasie swojego rozwoju  $D_4$  uległ razem ze strefą mylonitu zafałdowaniu podczas fazy deformacji  $D_5$ .

#### PIĄTA FAZA DEFORMACJI $D_5$

Zależności strukturalne przedstawione na figurze 14, a zwłaszcza na figurze 13, wskazują na istnienie struktur fałdowych  $F_5$  związanych z najmłodszą fazą deformacji fałdowych  $D_5$ . Mogą one odpowiadać fałdom  $F_6$  (Żelaźniewicz 1979) lub  $F_5$  (Głowacki 1982) stwierdzonym w Górach Sowich. Ostatnio Żelaźniewicz (1987) sekwencję strukturalną kończy jednak na fazie  $D_5$ , a wcześniej wyróżnioną generację struktur  $F_6$  (Żelaźniewicz 1979) zalicza prawdopodobnie do fałdów  $F_4$ , ze względu na ich prawie pionowe upady powierzchni osiowych  $S_4$ . Należy zaznaczyć, że powierzchnie osiowe  $S_4$  w okolicach Bielawy i

Owiesna zapadają najczęściej pod średnimi kątami głównie ku SW lub NE.

W kilku miejscach stwierdzono zwężenia na kształt szyjek żył pegmatytów oraz związany z tym procesem rozwój szerokopromiennych fałdów  $F_5$ , dopasowujących się morfologicznie do kształtu „szyjek” (pl. XXII, 3). Proces ten podobny jest do budinażowania amfibolitów, zjawiska pospolitego na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich (pl. XXII, 2). Drobne żyły sporadycznie spotykanych granitoidów zostały zafałdowane również przez szerokopromienne fałdy  $F_5$  (pl. XXII, 1).

W czasie fazy deformacji  $D_5$  i prawdopodobnie wielokrotnie po tym ostatnim etapie deformacji fałdowych rozwijały się liczne spękania i mezoskoki. Te struktury dysjunktywne wykorzystywały istniejące już w skale nieciągłości strukturalne, głównie strefy ścinania  $C_3$  i  $C_4$ . Orientację wszystkich powierzchni mezouskoków dla całego badanego obszaru przedstawiono w formie diagramu konturowego (fig. 37), a orientację powierzchni spękań na osobnym diagramie (fig. 38).

Powierzchnie mezouskoków charakteryzują się na ogół doskonale wykształconymi rysami ślizgowymi (pl. XXII, 4). Wielokrotnie stwierdzono na powierzchniach mezouskoków równoległość orientacji rys ślizgowych z lineacją nodul kwarcowo-syllimanitowych. Wskazuje to, że powierzchnie mezouskoków wykorzystywały powierzchnie ślizgowe  $C_3$  i że doszło na tych powierzchniach do zrotowania lineacji syllimanitowej  $L_3$  do kierunku przemieszczania skrzydeł mezouskoków. Nie wykluczone jest także, że w czasie powstawania mezouskoków dochodziło jednocześnie do rekrytalizacji nowych agregatów kwarcowo-syllimanitowych na nowych powierzchniach nieciągłości, np. w wyniku migracji i rekrytalizacji fluidów. Zagadnienie to wymaga dalszych badań.

Na zakończenie omawiania sekwencji mezostrukturalnej chciałbym podkreślić, że stwierdzone tutaj pięcioetapowe następstwo deformacji tektonicznych, a także ich efekty nie odbiegają od podobnej analizy wykonanej niedawno dla sąsiedniego, wschodniego obszaru (Cymerman 1989). Rzeczą nową i ważną jest natomiast stwierdzenie istnienia procesów ścięciowych i powstania stref mylonitów, związanych z wszystkimi rozpoznanymi etapami deformacji fałdowych od  $D_1$  do  $D_5$ . Szczególnie istotne jest rozpoznanie stref ścinania podatnego, które powstały w czasie głównych faz deformacji jednostki sowiogórskiej, to jest podczas faz  $D_2$  i  $D_3$ . Wytłu-

maczenie tego faktu oraz związanego z nimi, lokalnego rozwoju struktur budinażowych można znaleźć w modelu heterogenicznego odkształcenia z uwzględnieniem podziału deformacji na różne elementy składowe (Bell 1985, 1986). Rozwój struktur budinażowych już od fazy  $D_2$ , a szcze-

gólnie powstanie i ewolucja makrobudin amfibolitowych odegrały znaczącą rolę w rozwoju i ostatecznej budowie makrostruktur tektonicznych przedgórskiej części jednostki sowiogórskiej (Cymerman 1987a).

## MAKROSKOPOWE STRUKTURY TEKTONICZNE

Przy próbie przedstawienia głównych cech budowy makrostrukturalnej omawianego obszaru wykorzystano przede wszystkim ustaloną powyżej sekwencję i styl mezostruktur tektonicznych oraz analizę ich orientacji przestrzennej, którą wykonano dla całego obszaru podzielonego na 10 domen strukturalnych (fig. 2). Uwzględniono również wyniki nowych prac kartograficznych na obszarze arkusza Dzierżoniów (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986).

Największym ograniczeniem w poniższej analizie makrostrukturalnej jest nierównomierne rozmieszczenie odsłoneń, które grupują się głównie w części południowo-zachodniej, wzdłuż najwyższych grzbietów Wzgórz Bielawskich (fig. 2). Również rozległe przykrycia skał metamorficznych przez osady kenozyiczne (fig. 3, 4) utrudniają, a nawet miejscami uniemożliwiają wykonanie takiej analizy. Dlatego też przedstawiona poniżej analiza makrostrukturalna obarczona będzie największymi błędami dla terenów położonych w północnej części badanego obszaru. Materiał obserwacyjny zebrany z 81 odsłoneń naturalnych i sztucznych oraz z 212 wkopów badawczych pozwala jednak, pomimo znacznych luk i nieścisłości, naszkicować zasadnicze rysy budowy makrostrukturalnej okolic Bielawy i Owiesna.

Najistotniejsze znaczenie w identyfikowaniu i charakteryzowaniu makrostruktur ma orientacja przestrzenna mezostruktur, a szczególnie ułożenie penetratywnej foliacji. Nie mniej istotne jest ukie-  
runkowanie mezoskopowych fałdów i lineacji.

### ANALIZA DIAGRAMÓW MEZOSKOPOWYCH STRUKTUR TEKTONICZNYCH

W celu rozpoznania budowy makrostrukturalnej wydzielono na omawianym obszarze 10 domen strukturalnych, które obejmują obszar około 13 km<sup>2</sup> wychodni skał metamorficznych. Każda z domen, oprócz domeny nr 1, obejmuje obszar około 1–1,5 km<sup>2</sup> i średnio około 9 odsłoneń, oprócz domeny nr 1 z dwoma odsłoneciami (fig. 2). Dla każdej domeny wykonano osobny

diagram konturowy penetratywnej nie rozdzielonej foliacji (fig. 15, 17, 19, 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33) oraz diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych (fig. 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32, 34). Wykonano także diagramy konturowe foliacji mylonitycznej, nie rozdzielonej dla zachodniej i wschodniej części badanego obszaru (fig. 35, 36) oraz diagramy konturowe powierzchni mezouskoków (fig. 37) i spękań (fig. 38) dla całego obszaru. Wyniki analizy statystycznej pomiarów penetratywnej foliacji zestawiono również w formie tabelarycznej (tab. 1).

Osie głównych makrofałdów, które zostały wyznaczone na podstawie najwyraźniej wykształconego pasa rozrzutu pomiarów penetratywnej foliacji na diagramach konturowych (pasów  $\pi$ ), nachylają się najczęściej ku SE (fig. 15, 21, 23, 25, 27; tab. 1). W domenie numer 8 oś głównej

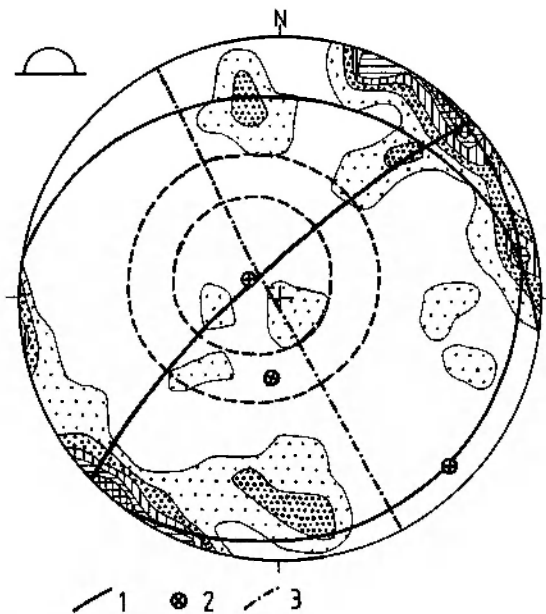
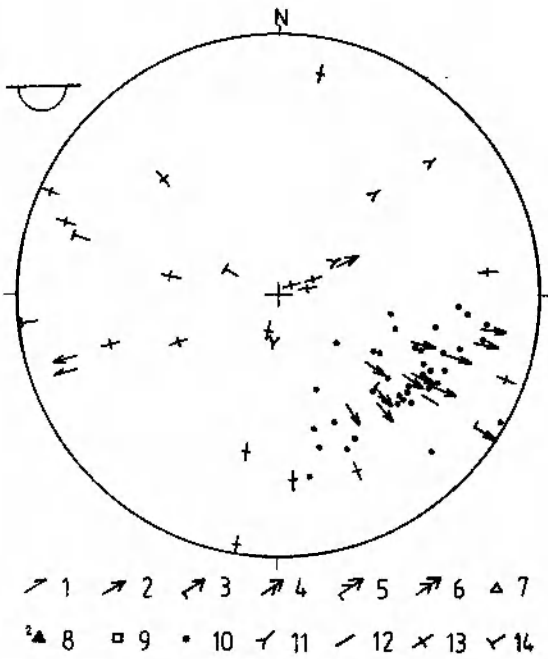


Fig. 15. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 1. Półkula górna. Izolinie: 1–3–5–7–10%. 1 – pas  $\pi$  rozrzutu foliacji; 2 – oś pasa  $\pi$  rozrzutu foliacji; 3 – łuk  $\beta$  maksimum foliacji

Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 1. Upper hemisphere equal-area net. Contours: 1–3–5–7–10%. 1 –  $\pi$ -circle of scatter of foliation; 2 –  $\pi$ -axis of scatter of foliation; 3 –  $\beta$ -arc of foliation maximum

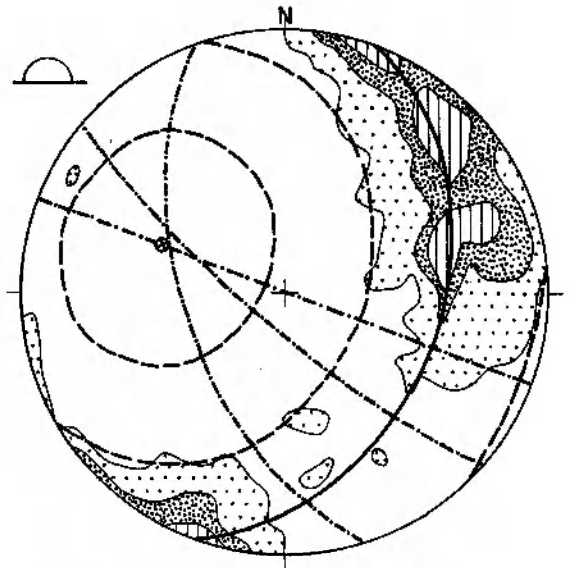


**Fig. 16.** Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla obszaru domeny nr 1. Półkula dolna. 1 - osie mezofałdów  $F_1$ ; 2 - osie mezofałdów  $F_2$ ; 3 - osie mezofałdów  $F_2$  z zaznaczoną asymetrią (kreseczka poprzeczna w ogonie strzałki); 4 - osie mezofałdów  $F_3$ ; 5 - osie mezofałdów  $F_3$  z zaznaczoną asymetrią; 6 - osie mezofałdów  $F_4$ ; 7 - osie mezofałdów  $F_5$ ; 8 - normalna ( $\pi$ ) powierzchni osiowej  $S_5$  mezofałdu  $F_5$  oznaczonego cyfrą; 9 - osie mezobudin; 10 - lineacja ziarna mineralnego; 11 - lineacja syllimanitowa (fibrolitowa); 12 - lineacja mylonityczna (ekstensyjna); 13 - lineacja rys ślizgowych; 14 - lineacja rys ślizgowych z zadziorami

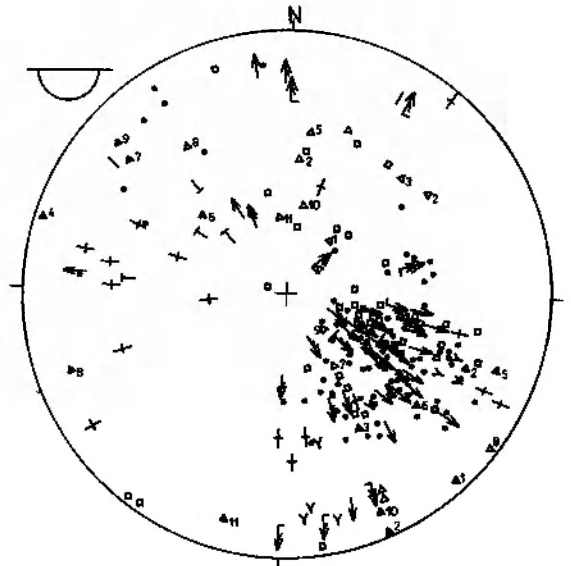
Stereogram of folds and lineations in domain no. 1. Lower hemisphere. 1 - axes of  $F_1$  folds; 2 - axes of  $F_2$  folds; 3 - axes of  $F_2$  folds (vergence indicated); 4 - axes of  $F_3$  folds; 5 - axes of  $F_3$  folds (vergence indicated); 6 - axes of  $F_4$  folds; 7 - axes of  $F_5$  folds; 8 - normal to  $S_5$  axial plane of  $F_5$  fold marked with a number; 9 - axes of mesoscopic boundins; 10 - mineral lineation; 11 - sillimanite (fibrolite) lineation; 12 - mylonitic (stretching) lineation; 13 - slickenside lineation; 14 - slickenside lineation with transverse steps

makrostruktury fałdowej zanurza się w kierunku południowym (fig. 29). Oś głównej, dominującej makrostruktury na obszarze domeny 3 nachylona jest natomiast ku NW pod kątem  $20^\circ$  (fig. 19). Na obszarze domen numer 2, 9 i 10, a zwłaszcza domeny 9, osie głównych makrostruktur fałdowych nachylają się prawie ku wschodowi (fig. 17, 31, 33). Dominujący kierunek przebiegu osi głównych makrostruktur, wyznaczony na podstawie analizy diagramów konturowych foliacji, znajduje wyraźne potwierdzenie w morfologii północnej części Wzgórz Bielawskich.

Orientacja przestrzenna osi głównych, dominujących makrostruktur tektonicznych „wew-



**Fig. 17.** Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 2. Objaśnienia jak dla fig. 15  
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 2. Explanations as for Fig. 15



**Fig. 18.** Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 2. Objaśnienia jak dla fig. 16  
Stereogram of folds and lineations in domain no. 2. Explanations as for Fig. 16

nątrz” poszczególnych domen pokrywa się dość dobrze zarówno z orientacją osi mezofałdów  $F_2$  i lineacji  $L_2$ , jak i z ułożeniem osi mezofałdów  $F_3$  (fig. 16, 18, 22, 24, 26, 28, 34). Dane te wskazują, że główne makrofałdy okolic Bielawy i Owiesna, które przedstawiono schematycznie na figurach 41 i 42, powstały podczas faz deformacji  $D_2$  i  $D_3$ , przy nie zmieniającej się zasadniczo orientacji przestrzennej regionalnej elipsoidy naprężenia.



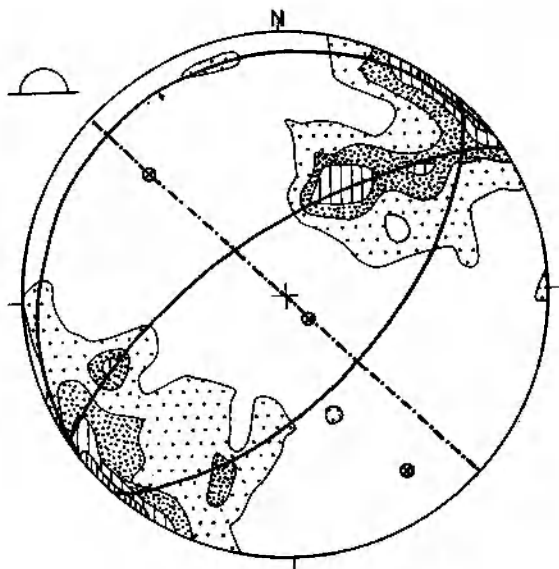


Fig. 19. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 3. Objaśnienia jak dla fig. 15

Countoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 3. Explanations as for Fig. 15

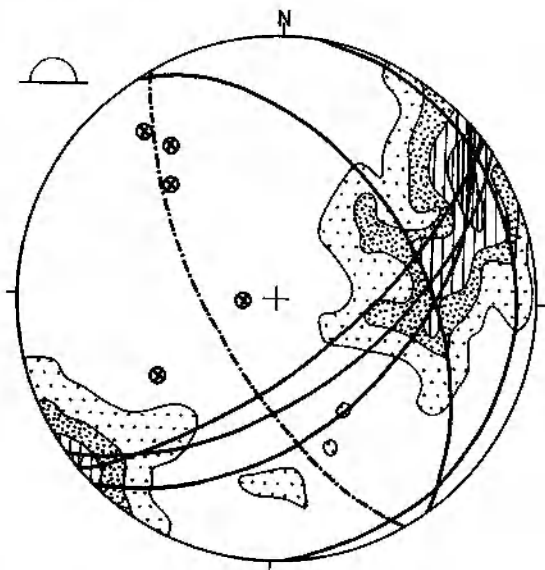


Fig. 21. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 4. Objaśnienia jak dla fig. 15

Countoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 4. Explanations as for Fig. 15

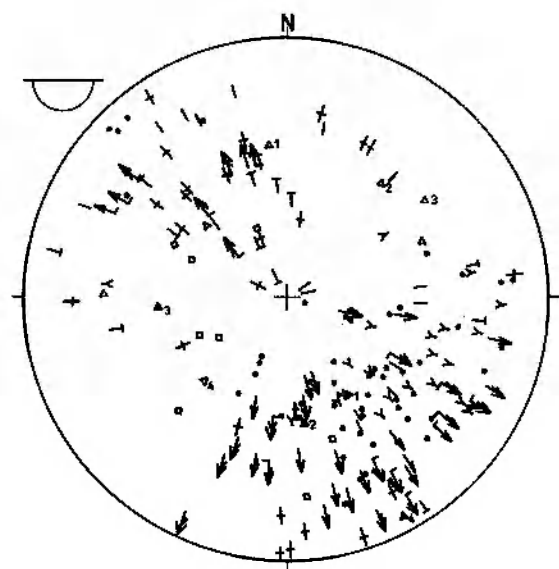


Fig. 20. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 3. Objaśnienia jak dla fig. 16

Stereogram of folds and lineations in domain no. 3. Explanations as for Fig. 16

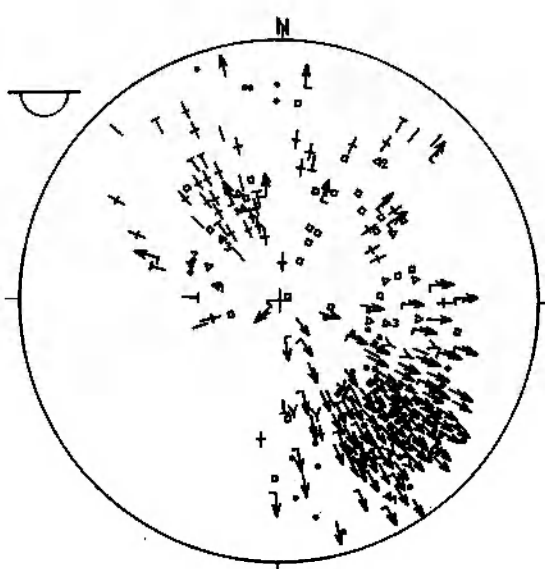


Fig. 22. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 4. Objaśnienia jak dla fig. 16

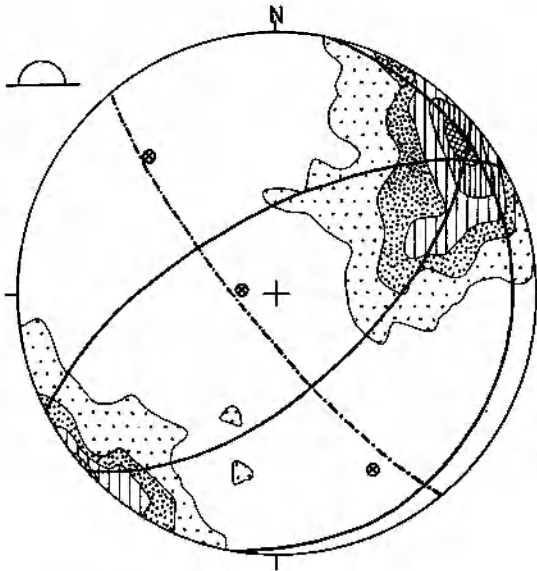
Stereogram of folds and lineations in domain no. 4. Explanations as for Fig. 16

Prawdopodobnie główna oś naprężenia  $\sigma_1$  w czasie faz deformacji  $D_2$  i  $D_3$  była zorientowana w kierunku NNE–SSW (Cymerman 1987a, 1989).

Przy założeniu cylindryczności form makrofałdów co najmniej w skali domen, chociaż może to być dużym uproszczeniem rzeczywistej budowy makrostrukturalnej, można wykorzystać orientacje osi głównych, mniej wyraźnych (II-rzędnych) i

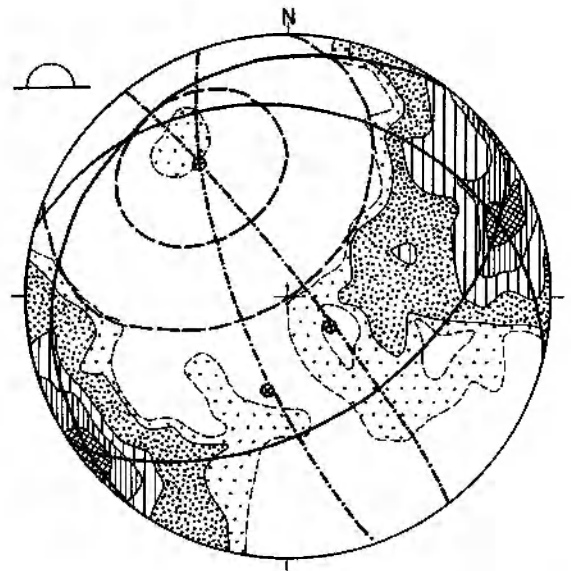
najslabiej zaznaczonych (III-rzędnych) makrostruktur fałdowych do dalszej interpretacji budowy omawianego obszaru (tab. 1).

Orientacja osi mniej wyraźnie zaznaczonych pasów rozrzutu foliacji na diagramach konturowych różni się najczęściej o kąt około 20–30° względem ułożenia przestrzennego osi głównych (tab. 1; fig. 43). Podobną zależność stwierdzono



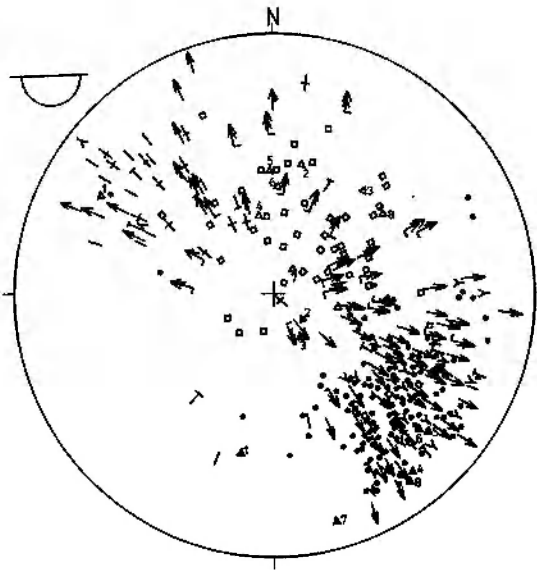
**Fig. 23.** Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 5. Objaśnienia jak dla fig. 15

Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 5. Explanations as for Fig. 15



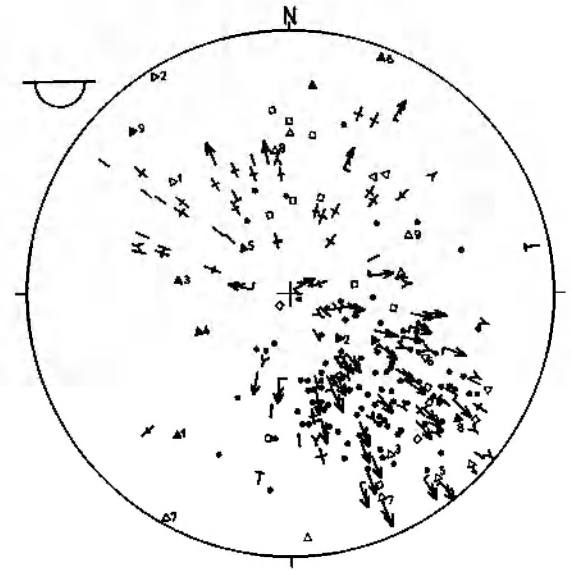
**Fig. 25.** Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 6. Objaśnienia jak dla fig. 15

Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 6. Explanations as for Fig. 15



**Fig. 24.** Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 5. Objaśnienia jak dla fig. 16

Stereogram of folds and lineations in domain no. 5. Explanations as for Fig. 16



**Fig. 26.** Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 6. Objaśnienia jak dla fig. 16

Stereogram of folds and lineations in domain no. 6. Explanations as for Fig. 16

na obszarze położonym bezpośrednio na wschód od badanego tutaj terenu (Cymerman 1989). I chociaż osie struktur głównych i mniej wyraźnie zaznaczonych (II-rzędnych) mogą lokalnie nachylać się w przeciwnych kierunkach (fig. 15, 19, 23, 25), to biegi tych osi są prawie koaksjalne (tautozonalne). Wyjątkiem od tej reguły jest jedynie

obszar domeny numer 7 (fig. 27, 43), a częściowo także domeny numer 8 (fig. 29, 43), gdzie osie głównych i II-rzędnych struktur ułożone są względem siebie prawie prostopadle. Interpretacja powyższych faktów będzie przedstawiona w dalszej części pracy, przy omawianiu ewolucji strukturalnej badanego obszaru.

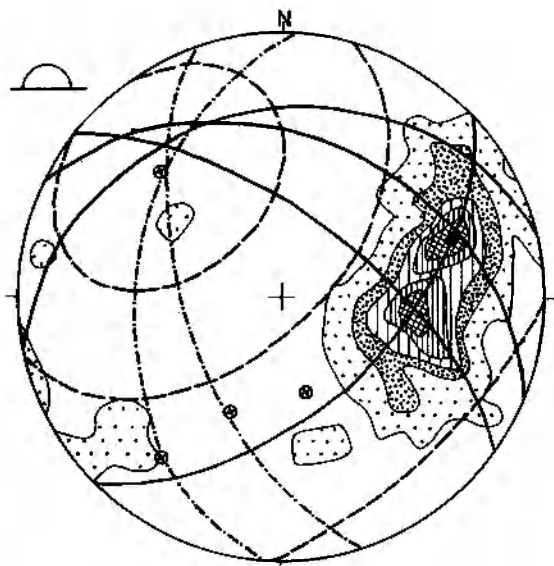


Fig. 27. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 7. Objaśnienia jak dla fig. 15  
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 7. Explanations as for Fig. 15

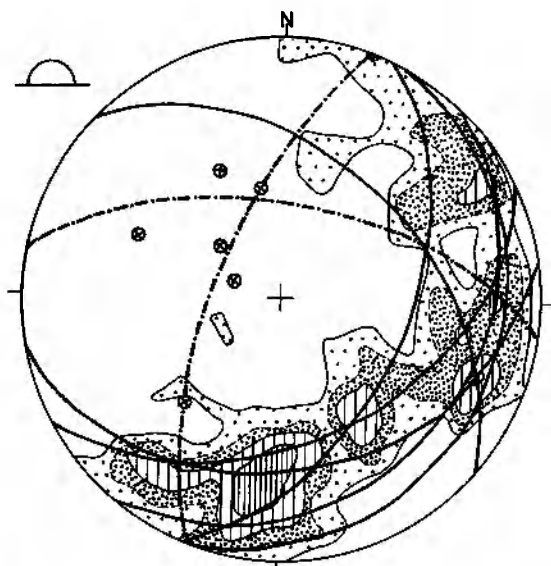


Fig. 29. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 8. Objaśnienia jak dla fig. 15  
Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 8. Explanations as for Fig. 15

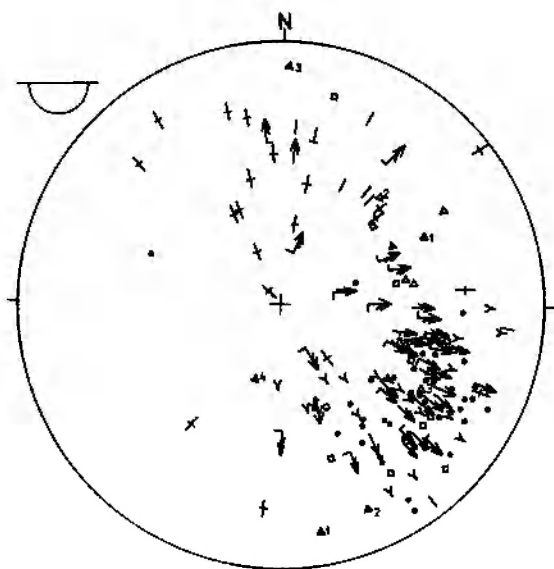


Fig. 28. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 7. Objaśnienia jak dla fig. 16  
Stereogram of folds and lineations in domain no. 7. Explanations as for Fig. 16

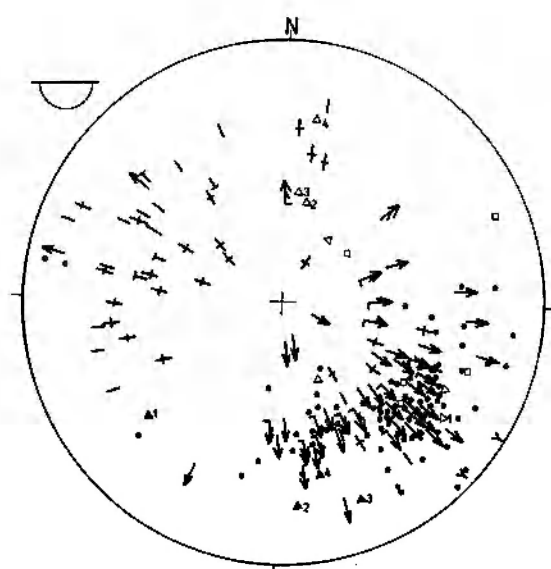


Fig. 30. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 8. Objaśnienia jak dla fig. 16  
Stereogram of folds and lineations in domain no. 8. Explanations as for Fig. 16

Na podstawie diagramów konturowych penetratywnej foliacji można wyznaczyć również najslabiej zaznaczone (III-rzędne) makrostruktury fałdowe (tab. 1; fig. 43). Orientacja tych osi jest na ogół prawie południkowa z małymi kątami nachylenia ku północy (fig. 15, 25, 27, 31, 33). W domenach numer 8 (fig. 29) i numer 4 (fig. 21)

osie najslabiej zaznaczone, III-rzędne nachylają się ku NE. Zanurzenie się tych osi w kierunku wschodnim stwierdzono natomiast w domenach numer 4 (fig. 21) i numer 5 (fig. 23).

Najczęściej orientacja osi mniej wyraźnych, II-rzędnych pokrywa się z orientacją mezostuktur fałdowych i liniowych, które powstały podczas

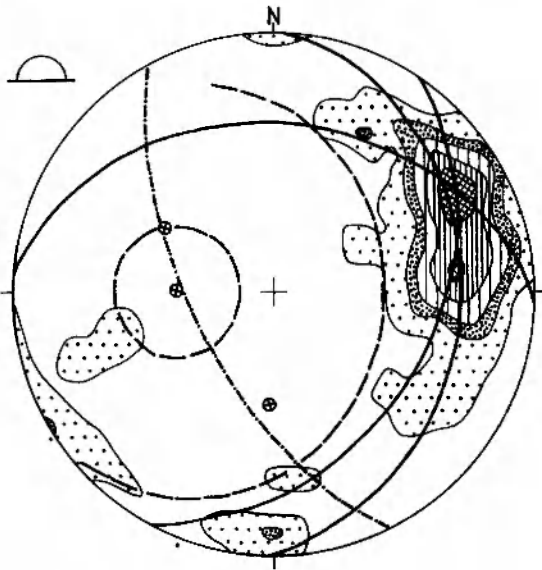


Fig. 31. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 9. Objaśnienia jak dla fig. 15

Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 9. Explanations as for Fig. 15

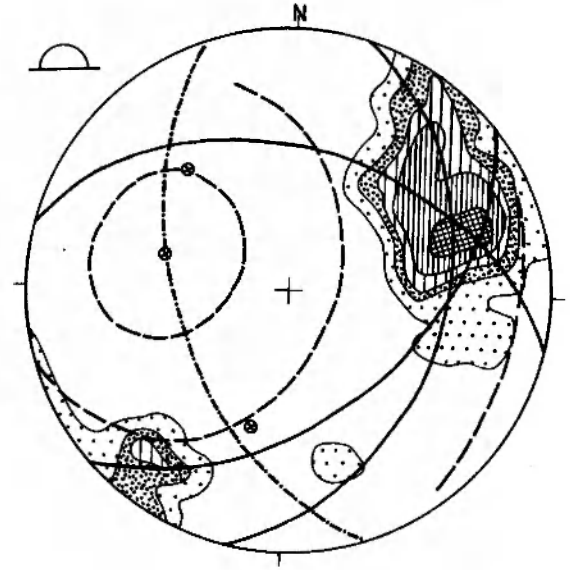


Fig. 33. Diagram konturowy penetratywnej foliacji dla domeny nr 10. Objaśnienia jak dla fig. 15

Contoured stereogram of penetrative foliation in domain no. 10. Explanations as for Fig. 15

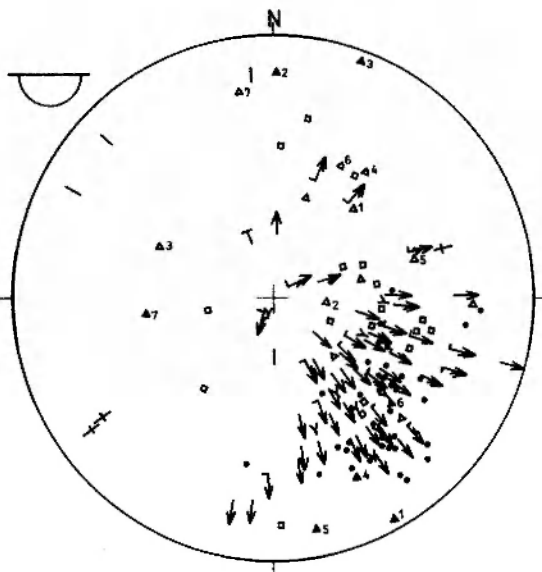


Fig. 32. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 9. Objaśnienia jak dla fig. 16

Stereogram of folds and lineations in domain no. 9. Explanations as for Fig. 16

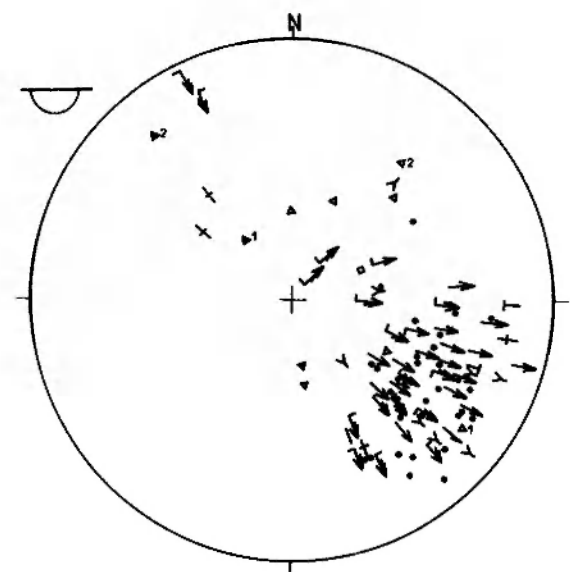


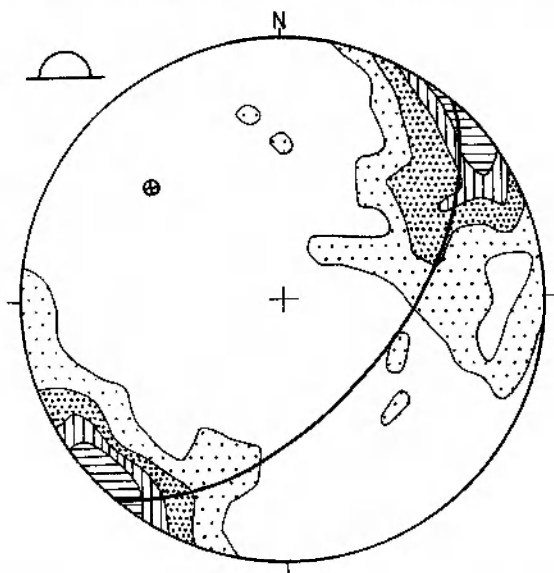
Fig. 34. Diagram punktowy struktur fałdowych i liniowych dla domeny nr 10. Objaśnienia jak dla fig. 16

Stereogram of folds and lineations in domain no. 10. Explanations as for Fig. 16

etapów deformacji  $D_2$  i  $D_3$  (fig. 20, 22, 28, 30, 32, 34). W niektórych domenach stwierdza się jednak współsiowość osi drugorzędnej makrostruktury z orientacją osi maksymalnego wyciągnięcia budin, z lineacją mylonityczną, nodul syllimanitowo-kwarcowych i z lineacją rys ślizgowych (fig. 18, 20, 24, 26, 28). Tylko dla domeny numer 1 nie

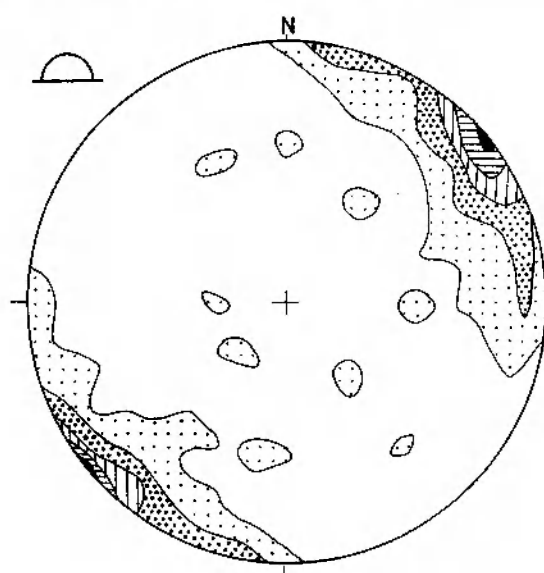
stwierdzono zależności między orientacją osi II-rzędnej makrostruktury a orientacją mezostruktur tektonicznych, prawdopodobnie z powodu małej liczby odsłoneń (fig. 16).

Orientacja przestrzenna osi najslabiej zaznaczonych na diagramach konturowych foliacji (III-rzędnych) wykazuje związek z ułożeniem osi me-



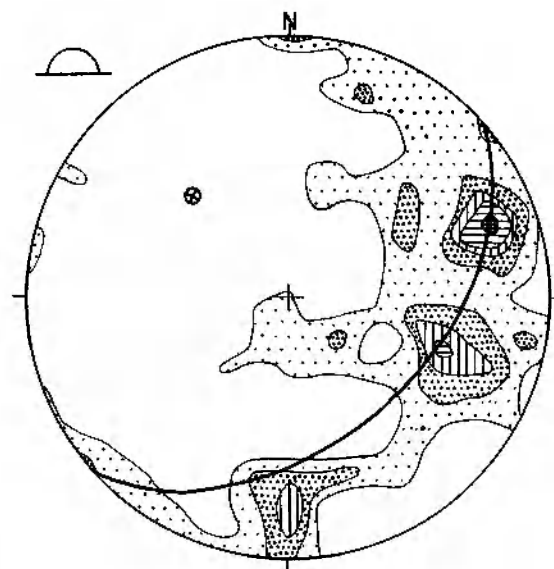
**Fig. 35.** Diagram konturowy foliacji mylonitycznej dla zachodniej części badanego obszaru (domeny nr 1, 2, 3, 4, 5 i 6). Półkula górna. Liczba pomiarów – 174. Izolinie: 1–3–5–7<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maksimum: 050/85° (N40W, 85E) (9,1<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)

Contoured stereogram of mylonitic foliation in the western part of the study area (domains no. 1, 2, 3, 4, 5 and 6). Upper hemisphere. 174 measurements. Contours: 1–3–5–7<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maximum: 050/85° (N40W, 85E) (9,1<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)



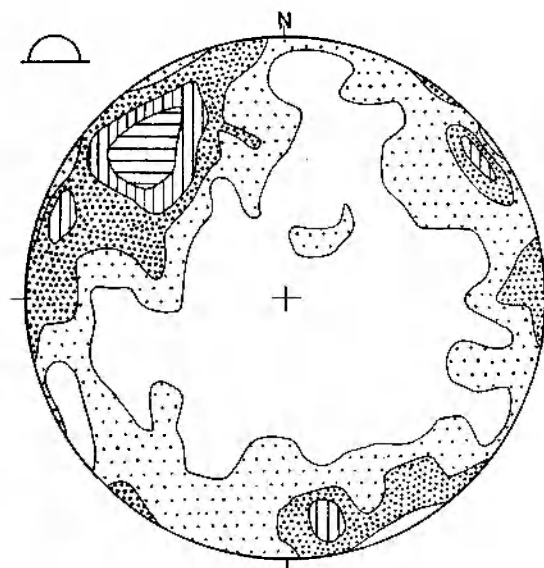
**Fig. 37.** Diagram konturowy powierzchni mezouskoków dla całego obszaru. Półkula górna. Liczba pomiarów – 247. Izolinie: 1–3–5–7–10<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maksimum: 050/90° (N40W, 90E) (10,9<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)

Contoured stereogram of mesofaults for the whole area. Upper hemisphere. 247 measurements. Contours: 1–3–5–7–10<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maximum: 050/90° (N40W, 90E) (10,9<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)



**Fig. 36.** Diagram konturowy foliacji mylonitycznej dla wschodniej części badanego obszaru (domeny nr 7, 8, 9 i 10). Półkula górna. Liczba pomiarów – 82. Izolinie: 1–3–5–7–10<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maksimum: 070/70° (N20W, 70E) (11,0<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)

Contoured stereogram of mylonitic foliation in the eastern part of the study area (domains no. 7, 8, 9 and 10). Upper hemisphere. 82 measurements. Contours: 1–3–5–7–10<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maximum: 070/70° (N20W, 70E) (11,0<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)



**Fig. 38.** Diagram konturowy powierzchni spękań dla całego obszaru. Półkula górna. Liczba pomiarów – 339. Izolinie: 1–2–3–5<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maksimum: 315/65° (N45E, 65W) (5,9<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)

Contoured stereogram of fractures for the whole area. Upper hemisphere. 339 measurements. Contours: 1–2–3–5<sup>o</sup>/<sub>o</sub>. Maximum: 315/65° (N45E, 65W) (5,9<sup>o</sup>/<sub>o</sub>)

zobudin, lineacji mylonitycznej i rys ślizgowych (fig. 24, 26, 28, 30, 32, 34).

Na podkreślenie zasługuje również fakt, że najczęściej spotykana orientacja foliacji mylonitycznej, nie rozdzielonej na poszczególne generacje stref ścinania podatnego, charakteryzuje się dość stałym ułożeniem w kierunku NW–SE i bardzo stromymi upadami ku NE (fig. 35, 36). Ułożenie stref mylonitycznych w okolicach Bielawy i Owiesna jest zbliżone do przebiegu stref ścinania w Górach Sowich, a zwłaszcza na południe od linii Głuszycy–Bielawa (Żelaźniewicz 1987).

Powierzchnie foliacji mylonitycznej są często współplanarne w stosunku do powierzchni mezouskoków. Podobne zależności stwierdzono także w okolicach Piławy Górnej i Dolnej (Cymerman 1989). Na podstawie orientacji rys ślizgowych na powierzchniach mezouskoków, bardzo licznych na omawianym obszarze, rozpoznane uskoki można zaliczyć do typu zrzutowo-przesuwczych (Jaroszewski 1980).

Spękania skalne zabliznione są w większości materiałem kwarcowo-skalieniowym lub kwarcem żyłowym. Orientacja powierzchni spękań przedstawiona jest w formie diagramu konturowego, wykonanego dla całego obszaru (fig. 38).

Obok analizy orientacji mezostruktur tektonicznych konieczna jest analiza obrazu intersekcyjnego mapy geologicznej, jeżeli chcemy odtworzyć rzeczywistą budowę makrostrukturalną omawianego wycinka jednostki sowiogórskiej. W nowym obrazie kartograficznym okolic Bielawy i Owiesna (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986) szczególnie charakterystyczny jest znaczny udział, nawet do 1/3 obszaru wychodni metamorfiku, skał zasadowych, głównie amfibolitów (fig. 3, 4).

#### MAKROSKOPOWE STRUKTURY AMFIBOLITÓW

W północnej części Wzgórz Bielawskich występują ciała amfibolitowe o różnej wielkości i geometrii (fig. 39, 40, 41 i 42). Ostatnio podkreślano rolę i znaczenie w ewolucji jednostki sowiogórskiej zwłaszcza dużych wystąpień amfibolitów (Cymerman 1987a, 1988).

Największe wystąpienia amfibolitów znajdują się w północnej części badanego obszaru (fig. 41). Na obszarze domeny numer 1 występuje w miarę regularna soczewa, zbudowana głównie z amfibolitów laminowanych oraz z amfibolitów laminowanych z granatami w pobliżu kontaktu z otaczającymi je gnejsami i migmatytami (fig. 3). Ta makrosoczewa charakteryzuje się wyraźnym wyciągnięciem w kierunku WNW–ESE, długością

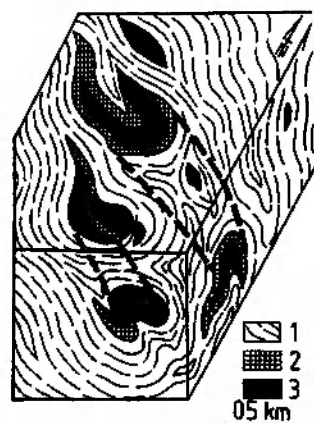


Fig. 39. Blokdiagram ilustrujący formy geometryczne (makrofaldy, soczewy, makrobudiny) metabazytów okolic Łysej Góry (domena nr 2). 1 – gnejsy i migmatyty; 2 – amfibolity i gnejsy z migmatytami (nie rozdzielone); 3 – amfibolity  
Block diagram illustrating the styles (macrofolds, macrolenses, macroboudins) of metabasites in the vicinity of the Mount Łysa Góra (domain no. 2). 1 – gneisses and migmatites; 2 – undivided amphibolites and gneisses with migmatites; 3 – amphibolites

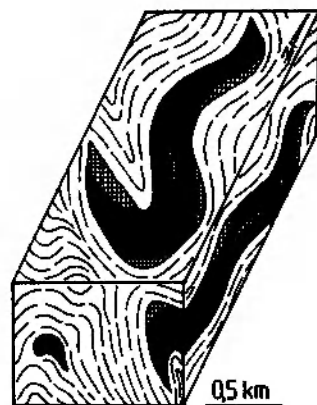


Fig. 40. Blokdiagram makrofałdu wyznaczonego przez pas metabazytów (amfibolitów) w okolicach Owiesna (domena nr 7). Objasnienia jak dla fig. 39

Block diagram of the macrofold defined by metabasites (amphibolites) in the vicinities of Owiesno (domain no. 7). Explanations as for Fig. 39

ponad 1,5 km oraz szerokością wychodni około 0,5 km. Omawiana makroforma jest w większości przykryta przez osady kenozoiczne (fig. 3).

Na obszarze domeny numer 3 występuje makrosoczewa amfibolitowa o podobnej formie, ale nieco mniejsza i bardziej zróżnicowana petrograficznie (fig. 41). Wyciągnięcie tej makrostruktury w kierunku NW–SE podkreślone jest przez przebieg granic litologicznych wewnątrz makroformy i przebieg jej granicy z otaczającymi gnejsami i

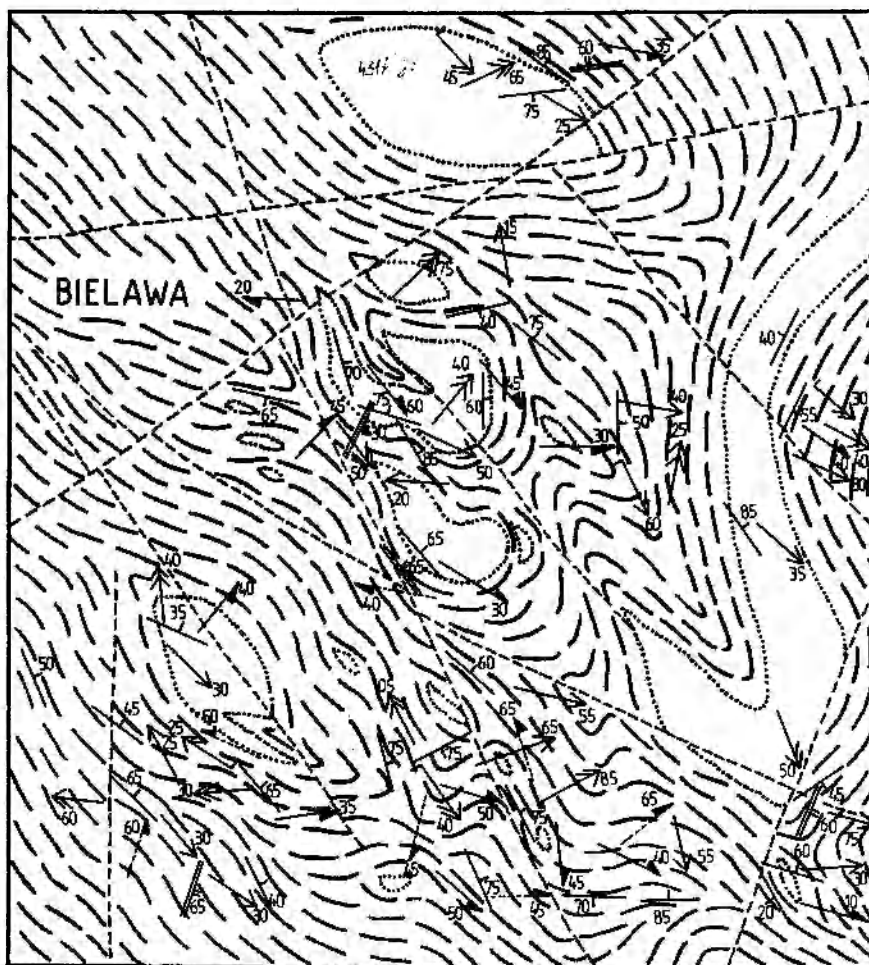


Fig. 41. Mapa strukturalna zachodniej części badanego obszaru. Objaśnienia jak dla fig. 42  
Structural map of the western part of the study area. Explanations as for Fig. 42

migmatytami (fig. 3). Makrosoczewa zbudowana jest zasadniczo z amfibolitów laminowanych oraz z przewarstwień gnejsów hornblendowych, gnejsów warstewkowych i gnejsów z granatami.

Najciekawsze jednak formy makrostruktur, zbudowanych z amfibolitów, stwierdzono na Łysej Górze (domena numer 3). Występuje tutaj zespół, różnorodnych pod względem wielkości i formy, soczew, a może i makrofałdów amfibolitowych (fig. 39, 41). Największa makroforma przypomina wyglądem przefalowany relik (przegub) prawie izoklinalnej mezostruktury  $F_1$  (fig. 39). Ta makrostruktura, którą proponuje się nazwać makrofałdem Łysej Góry, zbudowana jest w partii jądrowej z amfibolitów laminowanych z granatami, a w partii brzeżnej z gnejsów i amfibolitów nie rozdzielonych kartograficznie z powodu wielokrotnego przekładania się cienkich pasm wychodni amfibolitów i gnejsów. Występująca na południe od szczytu Łysej Góry wrzecionowata makrostruktura zbudowana jest również zasadni-

czo z amfibolitów laminowanych z granatami. Mniejsze, ale bardziej regularne makrosoczewy zbudowane są przeważnie z amfibolitów laminowanych (fig. 3).

Osobnego omówienia wymaga wyjątkowa pod względem wielkości, a zwłaszcza długości oraz kształtu, makrostruktura, która występuje na północ od Owiesna i ciągnie się aż do Pilawy Dolnej (fig. 40, 41, 42). Ta makrostruktura, być może o interferencyjnej budowie, którą można nazwać makrofałdem Owiesna, wyznaczona jest przez pas wychodni amfibolitów laminowanych z licznymi przewarstwieniami gnejsów i migmatytów na jego obrzeżach (fig. 4). Oś makrofałdu Owiesna nachyla się ku SE, a powierzchnia osiowa jest równoległa do średniej orientacji penetrawnej foliacji (fig. 41). W pobliżu, na zachód od długiego skrzydła makrofałdu Owiesna, występują serpentynity, strefy i pasemka mylonityczne, a nawet warstwy syllimanitowo-kwarcowe wśród gnejsów warstewkowych, bogatych w syllimanit.

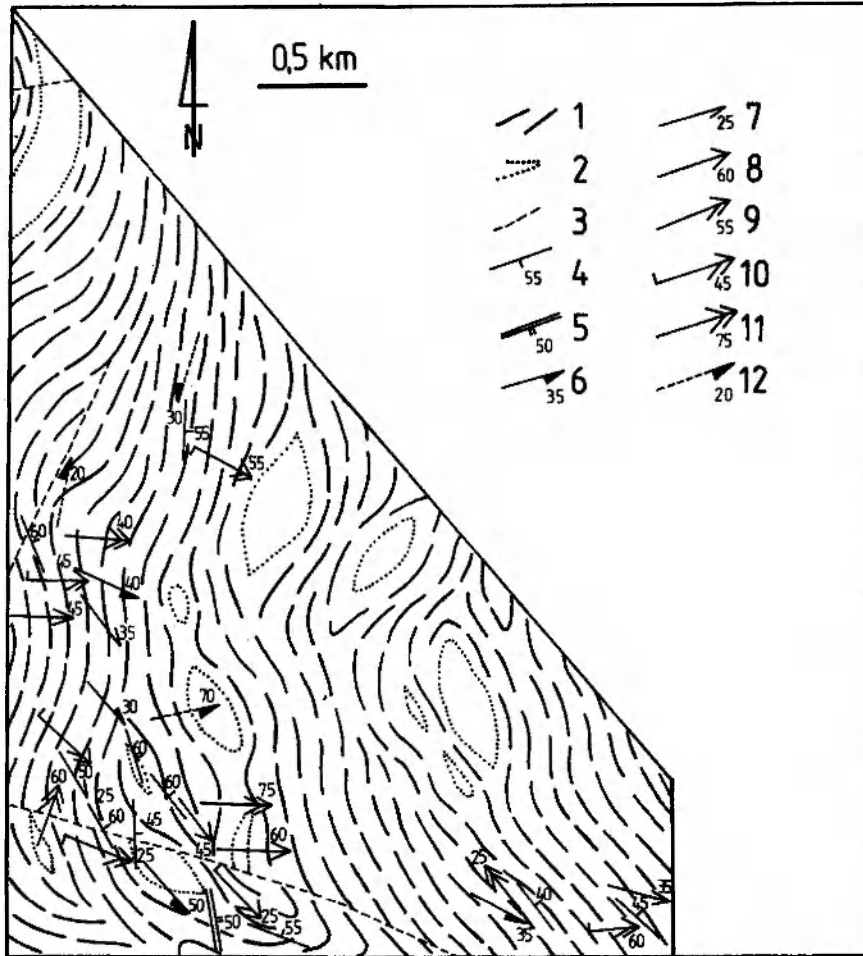


Fig. 42. Mapa strukturalna wschodniej części badanego obszaru. 1 – prawdopodobne biegi penetratywnej foliacji; 2 – granice metabazytów (amfibolitów); 3 – uskoki (wykartowane); 4 – orientacja penetratywnej foliacji; 5 – foliacja mylonityczna; 6 – lineacja ziarna mineralnego; 7 – osie mezofałdów  $F_1$ ; 8 – osie mezofałdów  $F_2$ ; 9 – osie mezofałdów  $F_3$ ; 10 – osie mezofałdów  $F_3$  z zaznaczoną asymetrią; 11 – osie mezofałdów  $F_4$ ; 12 – osie mezobudyn

Structural map of the eastern part of the study area. 1 – presumable strike of penetrative foliation; 2 – boundaries of metabasites (amphibolites); 3 – faults (mapping); 4 – attitude of penetrative foliation; 5 – mylonitic foliation; 6 – mineral lineation; 7 – axes of  $F_1$  mesofolds; 8 – axes of  $F_2$  mesofolds; 9 – axes of  $F_3$  mesofolds; 10 – axes of  $F_3$  mesofolds (vergence indicated); 11 – axes of  $F_4$  mesofolds; 12 – axes of mesoscopic boudine

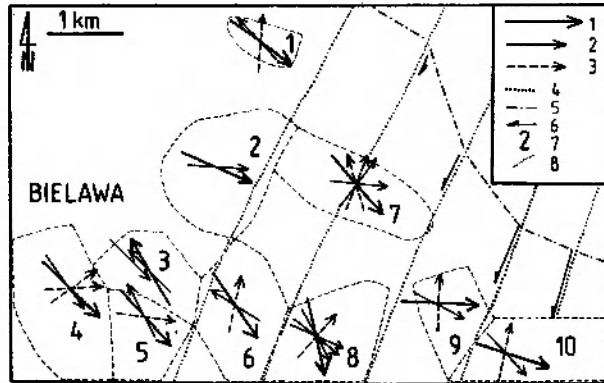
#### CHARAKTERYSTYKA OBRAZU MAKROSTRUKTUR TEKTONICZNYCH

Makrostruktury, wyznaczone przez amfibolity, są praktycznie jedynymi makroformami tektonicznymi, które wylaniają się z obrazu intersekcyjnego. Pozostałe informacje o stylu i orientacji makrostruktur tektonicznych pochodzą z obserwacji mezostrukturalnych i ich analizy (np. diagramy konturowe). Kluczowe znaczenie w rozpoznaniu budowy makrostrukturalnej ma orientacja osi głównego, dominującego makrofałdu w danej domenie (tab. 1). Do wyraźnej zmiany nachylenia osi głównych makrofałdów od charakterystycznej dla nich orientacji w kierunku „sudeckim” (NW–

SE) doszło jedynie na obszarze domen numer 2 i 3 oraz 9 i 10 (fig. 43). Dlaczego doszło do zmiany na tych obszarach?

Wschodnia część badanego obszaru (domeny numer 9 i 10) przylega bezpośrednio do terenu, dla którego wykonano ostatnio analizę strukturalną (Cymerman 1989). Stwierdzono tam, że osi głównych makrofałdów w poszczególnych domenach ulegała rotacji o różny kąt. Kąt rotacji w domenach, a ściślej zespołach (strefach) domen, związany był niewątpliwie z różnymi wartościami wektorów przemieszczeń między powierzchniami bocznymi łusek lub kier rozczłonkowanego kompleksu ofiolitowego podścielającego płaszczo- winę (krę) sowiogórską (Cymerman 1989). Zwrot





**Fig. 43.** Kierunki nachylenia osi makrostruktur (makrofałdów) w poszczególnych domenach strukturalnych. 1 – główna (I-rzędu) oś makrofałdu (wyznaczona na podstawie najwyraźniejszego rozrzutu pasowego biegunów penetratywnej foliacji na diagramach konturowych); 2 – mniej wyraźna (II-rzędu) oś makrofałdu; 3 – najsłabiej zaznaczona (III-rzędu) oś makrofałdu (wyznaczona na podstawie najsłabiej zaznaczonego pasowego rozrzutu biegunów penetratywnej foliacji na diagramach konturowych); 4 – prawdopodobne lateralne granice łusek (kier) rozczłonkowanego kompleksu ofiolitowego podścielającego płaszczwinę sowiogórską; 5 – linia wskazująca zróżnicowany stopień przemieszczenia łusek skorupy oceanicznej i rotacji makrofałdów w wyżejległej jednostce sowiogórskiej (linia ta wyznaczona została na podstawie pracy Cymermana 1989); 6 – wielkość wektorów przemieszczeń na powierzchniach lateralnych łusek skorupy oceanicznej; 7 – numer domeny; 8 – granice domen

Trends of macrostructural pattern axes in particular structural domains. 1 – main (I-order) macrofold axis (defined by belt scatter of penetrative foliation normals on the contoured stereograms); 2 – less distinct (II-order) macrofold axis; 3 – least distinct (III-order) macrofold axis (determined on the basis of least distinct scatter of penetrative foliation normals on the contoured stereograms); 4 – presumable lateral borders of tectonic slices of the dismembered ophiolitic complex underlying the Góry Sowie thrust; 5 – line showing differential displacements of oceanic crust thrust slices („klippes”) and rotation of macrostructures in the overlying Góry Sowie unit (this line after Cymerman 1989); 6 – displacement size vector on lateral planes of oceanic crust tectonic slices; 7 – structural domain number; 8 – structural domain boundary

**Tabela 2.** Porównanie danych z diagramów konturowych foliacji dla domen z okolic Piławy Górnej i Owiesna  
Comparison of data from contoured stereograms of foliation from vicinity of Piława Górna and Owiesno

Domeny okolic Piławy Górnej (według Cymermana 1989) Domains from vicinity of Piława Górna (after Cymerman 1989)				Domeny okolic Owiesna (według fig. 2) Domains from vicinity of Owiesno (after Fig. 2)			
Numer domeny domain number	osie makrofałdów – osie $\pi$ axes of macrofolds – $\pi$ -axes			Numer domeny domain number	osie makrofałdów – osie $\pi$ axes of macrofolds – $\pi$ -axes		
	główna main	mniej wyraźna less marked	najsłabiej zaznaczona least marked		główna main	mniej wyraźna less marked	najsłabiej zaznaczona least marked
1	158/45	110/50	073/40	7	138/35	095/55; 038/25	345/60; 022/50
2	138/35	112/45; 163/24	047/46	9	092/60	123/50	003/55
3	108/30	135/31; 080/25	042/41	10	105/50	138/40	015/45

rotacji łusek lub kier był prawoskrętny (Cymerman 1989). Żelaźniewicz (1987) założył możliwość prawostronnego przemieszczania się pod jednostką sowiogórską wzdłuż rozłamu przesuwczego (linia Głuszycy–Jodłownik) dwóch bloków.

Należy w tym miejscu porównać charakterystyki diagramów konturowych foliacji sąsiadujących ze sobą domen z okolic Owiesna (tab. 1) i Piławy Górnej (Cymerman 1989). Dane te przedstawiono w tabeli 2. Jak wynika z tej tabeli,

najmniejsze różnice w orientacji osi makrofałdów istnieją między domenami 10 i 3. Może to świadczyć, że obszar domen numer 10 i 3 znajdował się nad tą samą łuską ofiolitową, której stopniowe przemieszczanie się ku południowi powodowało prawoskrętną rotację w wyżejległej jednostce sowiogórskiej.

Obraz ten komplikuje się jednak w kierunku zachodnim. Między domenami nr 9 i 2 istnieje różnica kątowa 40° w orientacji osi makrofałdów

(tab. 2). Ta stała różnica kątowa w orientacji osi makrofałdów w sąsiednich domenach mogła być spowodowana brakiem lub minimalną rotacją obszaru domeny nr 9. Brak objawów rotacji w tej domenie wskazuje, że nie istniała zasadnicza różnica w wartościach wektorów przemieszczenia na lateralnych powierzchniach łuski ofiolitowej, podścielającej jednostkę sowiogórską pod obszarem domeny nr 9. Obszar domeny numer 2 (Cymerman 1989), położony około 3 km na północ od domeny nr 9, charakteryzuje się natomiast prawoskrętną rotacją o kąt  $40^\circ$ . Dlaczego zatem skały sowiogórskie, znajdujące się nad tą samą łuską ofiolitową doznały na obszarze domeny nr 2 aż tak znacznej rotacji względem domeny nr 9?

Przyczyną tych różnic było prawdopodobnie występowanie licznych ciał amfibolitowych, grupujących się głównie nad wschodnią częścią tej samej łuski w strefie między domenami numer 9 i 2. Licznie występujące tu soczewy amfibolitowe, pochłaniając znaczne ilości energii kinetycznej, którą wykorzystywały do dalszej swojej ewolucji (np. modyfikacji kształtów, rotacji i rozczłonkowania większych soczew), były przyczyną zwolnienia tempa przemieszczeń we wschodniej części domeny nr 9.

Dane o orientacji osi makrofałdów, szczególnie głównej i II-rzędnej struktury z domeny numer 1 (Cymerman 1989), są zbliżone do danych z domeny numer 7, a jeszcze bardziej do danych dla domeny numer 8 (tab. 1). Podobieństwa wyników z domeny numer 8 z danymi z domeny numer 1 spowodowane były prawdopodobnie faktem, że cały obszar tych domen znajdował się nad tą samą łuską (fig. 43). Obszar domeny nr 7 położony jest natomiast nad dwiema łuskami (fig. 43), co komplikuje obraz orientacji osi makrostruktur w tej domenie. Dodatkowym czynnikiem, powodującym komplikację tego obrazu, jest występowanie na obszarze tej domeny makrofałdu Owiesna, wyznaczonego przez pas wychodni amfibolitów (fig. 40). To duże ciało amfibolitowe przyczyniło się do lewoskrętnej rotacji zachodniej części domeny numer 7. O sinistralnej rotacji świadczą osie mniej wyraźnych (II-rzędnych) –  $038/25^\circ$  i najslabiej zaznaczonych ( $345/60^\circ$ ) makrostruktur, które różnią się o kąt  $40\text{--}45^\circ$  w stosunku do orientacji podobnych osi II-rzędnych ( $095/55^\circ$ ) i najslabiej zaznaczonych ( $022/50^\circ$ ) (tab. 1, 2).

Po uwzględnieniu odpowiednich kierunków zwrotu i wartości kątowych rotacji w poszczególnych domenach otrzymamy przedrotacyjną orientację osi najslabiej zaznaczonych (III-rzędnych)

makrostruktur. Orientacja tych makrostruktur zbliżona będzie do kierunków południkowych. Podobnie wykształcone makrostruktury o zbliżonej, również południkowej orientacji zostały w okolicach Piławy Górnej i Dolnej uznane za pozostałości, „cienie” makrofałdów  $F_1$  (Cymerman 1989). Te makrostrukturalne „duchy” struktur (ang. ghost structure)  $F_1$  zachowały się tylko we wschodniej i być może północnej części (domena nr 1) badanego obszaru (fig. 43).

Liczne i duże makrosoczewy amfibolitowe wpływały na dewiacje osi makrofałdów w okolicach Bielawy (fig. 43). Odchylenia od średnich wartości orientacji osi makrofałdów, charakterystycznych dla całego badanego obszaru, dotyczą zwłaszcza domen numer 2 i 3.

Osie najslabiej zaznaczonych (III-rzędnych) makrostruktur w domenach numer 4 i 5 można różnie interpretować. Najprawdopodobniej są to „duchy” makrostruktur  $F_1$ , ale o prawie równoleżnikowej orientacji osi przed ich rotacją. Nie wykluczone jest także, że struktury te mogą, ze względu na współosiowość z różnymi elementami mezostrukturalnymi (fig. 22, 24), być uznane za makrofałdy  $F_4$  lub  $F_5$ .

Powyższa próba charakterystyki głównych cech budowy makrostrukturalnej północnej części Wzgórz Bielawskich różni się od wyników analizy makrostrukturalnej, którą wykonano ostatnio dla Gór Sowich (Żelaźniewicz 1987). I chociaż porównanie budowy makrostrukturalnej dwóch, odległych od siebie i o różnym poziomie rozcięcia erozyjnego, fragmentów jednostki sowiogórskiej jest dyskusyjne, to warto uwypuklić różnice i podobieństwa w interpretacji obrazu makrostrukturalnego.

Zauważone przez Żelaźniewicza (1987) różnice w stylu tektoniki wzdłuż linii Głuszycza–Jodłownik lub, moim zdaniem, wzdłuż linii Walim–Potoczek–Bielawa pozwalają na wydzielenie dwóch różnych części w budowie makrostrukturalnej Gór Sowich. Styl budowy makrostrukturalnej z okolic Bielawy i Owiesna odpowiadałby raczej cechom tektonicznym charakterystycznym dla południowej części Gór Sowich, na południe od linii Walim–Potoczek–Bielawa. W rejonie Bielawy i Owiesna występują jednak liczne i duże makrosoczewy amfibolitowe, które były przyczyną dewiacji i skręceń w przebiegu orientacji osi makrofałdów. W południowej części Gór Sowich nie ma tak licznych soczew i makrosoczew amfibolitowych, jak na obszarze Wzgórz Bielawskich. Jedynie w okolicach Jodłownika występują duże makrosoczewy amfibolitowe, osiągające wymiary

prawie 1 km<sup>2</sup>. W pobliżu tych makrosoczew dochodzi do zróżnicowanego ułożenia przestrzennego penetratywnej foliacji (Żelaźniewicz 1988, fig. 45).

Między południową częścią Gór Sowich a obszarem Wzgórz Bielawskich istnieją również podobieństwa orientacji osi głównych makrofałdów, które nachylają się generalnie ku SE (W. Grocholski 1967a, 1969, 1975; Jamrozik 1980). Żelaźniewicz (1987) założył zgodnościowe (koaksjalne) nakładanie się makrofałdów  $F_1$  i  $F_3$ . Struktury makroskopowe rozpoznane w okolicach Bielawy i Owiesna, a także w rejonie Piławy Górnej i Dolnej (Cymerman 1989) zostały inaczej zinterpretowane niż w modelu Żelaźniewicza (1987). Przyjęto mianowicie, że główne makrostruktury o początkowych orientacjach zbli-

żonych do kierunku W-E powstawały w czasie fazy  $D_2$  i w czasie kolejnej fazy  $D_3$  ulegały modyfikacji i rotacji do kierunku NW-SE. W czasie fazy deformacji  $D_3$  powstawały także nowe makrofałdy  $F_3$  o nachyleniu osi ku SE (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986; Cymerman 1987a, 1989).

W części północnej Gór Sowich osie makrofałdów, wyznaczonych na podstawie diagramów konturowych (W. Grocholski 1967a; Jamrozik 1980), nachylone są ku wschodowi pod kątem 40°. Makrofałdy dla tego samego obszaru, rozpoznane przez Żelaźniewicza (1987), zorientowane są natomiast albo w kierunku NE-SW ( $F_2$  i koaksjalne z nimi fałdy  $F_1$ ) albo w kierunku N-S (makrofałdy  $F_1$  i (lub) koaksjalne z nimi fałdy  $F_3$ ).

## ROZWÓJ STRUKTURALNY JEDNOSTKI SOWIOGÓRSKIEJ

Rozpoznane główne cechy budowy makrostrukturalnej północnej części Wzgórz Bielawskich, ustalona pięcioetapowa sekwencja deformacji oraz uwzględnienie modelu tektoniki płyt w ewolucji waryscydów środkowoeuropejskich pozwalają na przedstawienie głównych etapów ewolucji fragmentu przedgórskiego jednostki sowiogórskiej. Dotychczas rozwój jednostki sowiogórskiej rozpatrywany był albo w świetle danych tektonicznych (W. Grocholski 1967a, 1975), albo na podstawie petrograficznej (Morawski 1973; Kryza 1981). Dopiero w ostatnich latach pojawiły się prace próbujące połączyć ewolucję strukturalną z historią procesów metamorficznych (Cymerman, Walczak-Augustyniak 1986; Cymerman 1987a, 1989; Żelaźniewicz 1987). Szczególnie praca Żelaźniewicza (1987) w sposób obszerny omawia ewolucję tektonometamorficzną jednostki sowiogórskiej.

Pierwotny kompleks osadowy o miąższości co najmniej kilku tysięcy metrów zbudowany był z fliszowatej sekwencji osadów piaszczysto-mułowcowych i szarogłazowych (W. Grocholski 1967a; Kryza 1981; Gunia 1985; Żelaźniewicz 1987). Wśród tych mało zróżnicowanych osadów występowały lokalnie wkładki wapieni, kwaśnych wulkanitów (piroklastyków?), ławice margli i ilowców (fig. 44). Żelaźniewicz (1987) zakłada, że w basenie sedimentacyjnym istniało pewne zróżnicowanie facjalne, przejawiające się depozycją odmiennych litologicznie osadów. Pierwotna sekwencja osadowa powstała najprawdopodobniej w ryfeju górnym (Gunia 1981a, b, 1984, 1985).

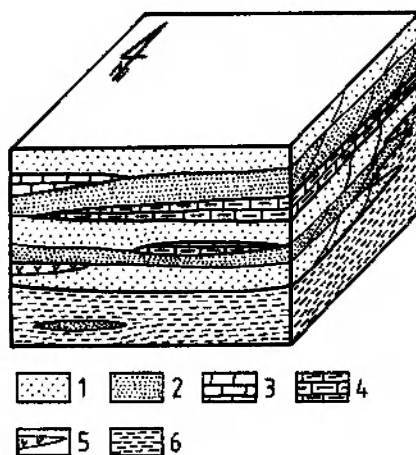


Fig. 44. Blokdiagram pokazujący badany fragment jednostki sowiogórskiej po etapie sedimentacji i diagenety. 1 – szarogłazy; 2 – drobnoziarniste piaskowce i mułowce; 3 – wapień; 4 – margle; 5 – wulkanity kwaśne (piroklastyki?); 6 – ilowce i mułowce

Block diagram of the study area after sedimentation and diagenesis. 1 – graywackes; 2 – fine-grained sandstones and siltstones; 3 – carbonates; 4 – marls; 5 – acid volcanics (pyroclastics); 6 – claystones and mudstones

Pierwszy etap deformacji  $D_1$  w jednostce sowiogórskiej nie jest dokładnie określony. A. Grocholski (1986) przyjmuje, że gnejsy sowiogórskie powstały podczas orogenezy dalslandzkiej (grenwilskiej). Żelaźniewicz (1987) zakłada, że pierwsze fałdowanie  $D_1$  jednostki sowiogórskiej odbyło się w przedziale od górnego proterozoiku – środkowego kambru do górnego dewonu.

Prawdopodobnie podczas orogenezy kadom-

skiej, a może kaledońskiej ( $D_1$ ), oraz synorogennego metamorfizmu progresywnego ( $M_1$  i  $M_2$ , według Kryzy 1981) w warunkach facji amfibolitowej powstały z pierwotnych osadów superakrustalnych paragnejsy ze sporadycznie notowanymi relikdami staurolitu i andalazytu (Morawski 1973). W jednostce sowiogórskiej stwierdzono również występowanie dystenu, szczególnie w granulitach (Morawski 1973; Kryza 1981; Żelaźniewicz 1985). Prawie wszystkie gnejsy sowiogórskie zawierają granat, na ogół jednak w małych ilościach. Parageneza dysten-staurolit-granat uważana jest za zespół mineralny charakterystyczny dla metamorfizmu kadomskiego (typu Dalradian) dla obszaru Masywu Czeskiego (Suk *et al.* 1984). Morawski (1973) zakładał, że obecność dystenu i almandynu wskazuje na warunki wysokich ciśnień i temperatur, jakie panowały podczas progresji metamorfizmu regionalnego w jednostce sowiogórskiej.

W tym okresie obok paragnejsów powstały także wapienie krystaliczne, skały wapienno-krzemianowe i paraamfibolity (fig. 45). W warunkach progresji metamorfizmu od  $M_1$  (anchimetaformizm, metamorfizm facji zieleńcowej – etap I według Kryzy 1981) do  $M_2$  (strefa biotyt-granat-dysten – Żelaźniewicz 1987) i synmetamorficznej

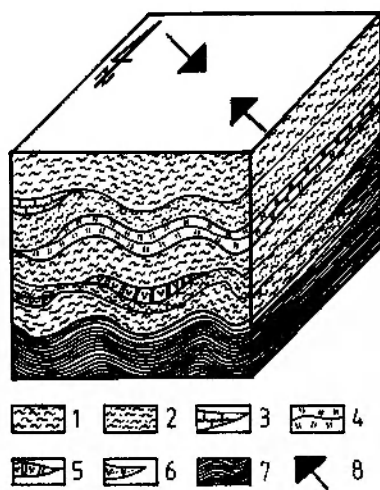


Fig. 45. Blokdiagram ilustrujący analizowany fragment jednostki sowiogórskiej po etapie deformacji  $D_1$  i metamorfizmie  $M_1$ . 1 – paragnejsy warstewkowe; 2 – paragnejsy drobnoziarniste i łuseczkowe; 3 – wapienie krystaliczne; 4 – paraamfibolity; 5 – skały wapienno-krzemianowe; 6 – granulity; 7 – łupki łuszczykowe; 8 – prawdopodobny kierunek kompresji tangencjalnej

Block diagram of the study area after  $D_1$  deformation event and  $M_1$  metamorphic episode. 1 – layered paragneisses; 2 – fine-grained and flaky paragneisses; 3 – marbles; 4 – paraamfibolites; 5 – calc-silicate rocks; 6 – granulites; 7 – mica schists; 8 – presumable direction of tangential compression

deformacji  $D_1$  (fig. 51) powstały makrofałdy o południkowych orientacjach osi  $F_1$  (Piława Górna, Owiesno) i makrofałdy  $F_1$  o osiach zbliżonych do kierunku W-E (Bielawa). W etapie tym powstała także penetratywna foliacja  $S_1$ , nakładająca się mimetycznie na powierzchnie stratyfikacji  $S_0$  oraz rzadko zachowane mezofałdy  $F_1$  i trudno rozpoznawalna ze względu na przebudowę lineacja  $L_1$ .

Figura 51 przedstawia schemat ewolucji tektonometamorficznej jednostki sowiogórskiej w polu ciśnień ( $P$ ), temperatur ( $T$ ) i skali czasowej. Linie ciągłe: górną  $T$  (temperatura) i dolną  $P$  (ciśnienie), skonstruowano na podstawie danych Kryzy (1981, fig. 42). Linie przerywane  $T$  i  $P$  są modyfikacjami linii ciągłych  $T$  i  $P$  i uwzględniają wyniki ustaleń sekwencji deformacji, a przede wszystkim zmiany warunków  $PT$  podczas kolejnych faz deformacji. Jak wynika z przedstawionego schematu, wszystkie fazy deformacji odbywały się zawsze w warunkach metamorfizmu regionalnego albo progresywnego, albo retrogresywnego. Poszczególne fazy deformacji swoim zasięgiem obejmowały albo więcej niż jeden etap metamorfizmu, jak np. faza  $D_1$ , lub różne okresy poszczególnych etapów metamorfizmu (fig. 51).

Druga faza deformacji  $D_2$  rozpoczęła się w czasie wzrostu  $PT$  w okresie metamorfizmu  $M_3$  i zakończyła się przed jego końcem. Metamorfizm  $M_3$  odpowiada etapowi III (migmatytyzacji dyferencjalnej) według schematu ewolucji Kryzy (1981), a także etapowi metamorficznej rekryształizacji  $M_2$  (Żelaźniewicz 1987). Celne jest spostrzeżenie Żelaźniewicza (1987, s. 319), że „część zjawisk ( $M_2$ ) miała charakter prekinematyczny, większość – synkinematyczny, i pewna część – postkinematyczny w stosunku do  $F_2$ ”. Ten okres progresji warunków  $PT$  regionalnego metamorfizmu i intensywnych, głównych deformacji w jednostce sowiogórskiej mógł być związany z orogenezą warwicyjską (Cymerman 1987a, b), a może kaledońsko-warwicyjską.

W początkowym okresie etapu deformacji  $D_2$  jednostka sowiogórska, zbudowana zasadniczo z monotonnego kompleksu paragnejsów, zaczyna być stopniowo odkluwana na spągowej powierzchni powstającej płaszczowiny sowiogórskiej (fig. 46). Powierzchnia spągowa płaszczowiny sowiogórskiej powstała prawdopodobnie w strefie kontaktu wyżejległych paragnejsów sowiogórskich z podścielającym je kompleksem łupków krystalicznych (seria strońska?) (fig. 46). Ta powierzchnia odpowiada angielskim terminom „sole thrust” (Teyssier 1985) lub „floor thrust” (Butler

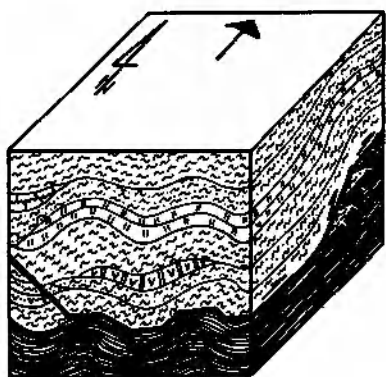


Fig. 46. Blokdiagram analizowanego obszaru w okresie początkowym drugiej fazy deformacji  $D_2$  i trwającego metamorfizmu  $M_3$ . Dalsze objaśnienia w tekście

Block diagram of the study area at the beginning of the  $D_2$  deformation phase and during the  $M_3$  metamorphic event.

For further explanations see the text

1984). Nie była ona płaska i gładka. Równoległe do osi południowych makrofałdów  $F_1$  mogły powstawać boczne ugięcia i załamania tej powierzchni, (fig. 46). W partii czołowej (frontalnej) nasunięcia na pochyłościach (ang. ramps) rozwijały się uskoki imbrykacyjne (ang. imbricate faults, np. Teyssier 1985).

Płaszczowina sowiogórska odkłuta od kadmów Masywu Czeskiego w głębokim poziomie intersekcyjnym (około 20 km od powierzchni terenu) przemieszcza się ku północy. Złuszczenie skał sowiogórskich wiązane jest z obdukcyjnym wkliniowywaniem się kompleksu ofiolitowego w lokalnych strefach na północno-wschodnim brzegu Masywu Czeskiego (Cymerman 1987a). Wkliniowywanie się i rozczłonkowanie kompleksu ofiolitowego wpływało decydująco na rozwój budowy makrostrukturalnej jednostki sowiogórskiej, co schematycznie przedstawiono na figurze 47.

Płaszczowiny i łuski, zwłaszcza te znajdujące się na znacznych głębokościach, nie były w czasie swojego rozwoju sztywnymi płytami. Wewnątrz nich dochodziło do złożonych odkształceń spowodowanych głównie przez podzieloną na składowe deformację (ang. partitioning deformation). Złożona historia odkształceń w tych strefach spowodowana była również zróżnicowanymi ruchami poszczególnych płyt, łusek i imbrykacji (np. Fischer *et al.* 1982). Nie bez wpływu na budowę makrostrukturalną pozostaje zróżnicowanie reologiczne między przemieszczającymi się pakietami skalnymi.

Wśród płaszczowin i nasunięć rozwijają się zazwyczaj różnorodne struktury fałdowe. Po-

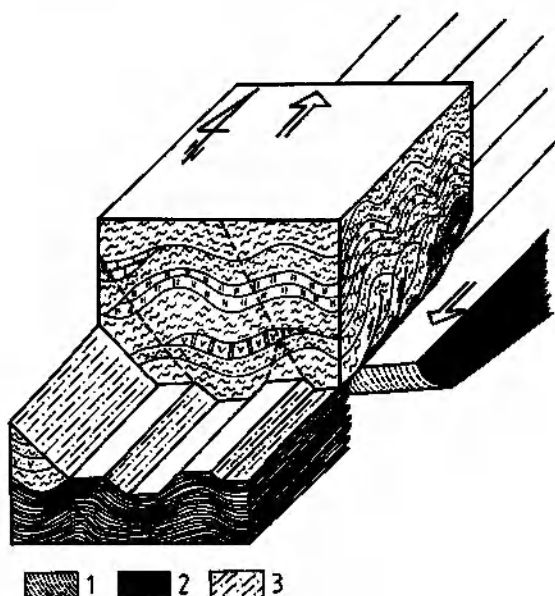


Fig. 47. Blokdiagram pokazujący odłączenie jednostki (płaszczowiny) sowiogórskiej (na przykładzie fragmentu tej jednostki) i jej przemieszczanie ku północy na wkliniowujące się w skorupę kontynentalną fragmenty skorupy oceanicznej. 1 – powierzchnie czołowe (frontalne) łusek i klinów skorupy oceanicznej; 2 – bazyty i ultrabazyty skorupy oceanicznej; 3 – strefy ścinania podatnych z prawie poziomą liniacją mylonityczną zaznaczoną zarówno na powierzchniach lateralnych, jak i spągowych płaszczowiny sowiogórskiej

Block diagram showing detachment of the Góry Sowie thrust sheet (on the basis of a part of this unit) and its displacement to the north over upthrusting slices of oceanic crust into continental environment. 1 – frontal planes of tectonic wedges and slices of oceanic crust; 2 – basites and ultrabasites of oceanic crust; 3 – ductile shear zones with almost horizontal mylonitic lineation on both lateral and footwall surfaces of the Góry Sowie thrust sheet

wierzchnie osiowe fałdów stają się w miarę zbliżania się do podstawy nasunięcia (ang. sole thrust) coraz bardziej horyzontalne (Rathey, Sander-son 1984). W obrębie jednej płaszczowiny mogą występować fałdy stojące przechodzące do form fałdów leżących i obalonych, które powstały podczas tej samej fazy deformacji. Żelaźniewicz (1987) stwierdził, że makrofałdy  $F_1$  w południowej części Gór Sowich są fałdami stojącymi, a w północnej części – makrofałdami leżącymi lub obalonymi. Być może nie są to makrofałdy związane z etapem deformacji  $D_1$ , a raczej makrofałdy  $F_2$  i (lub)  $F_3$ . Niezależnie od sprawy zaliczenia tych makrofałdów do takiego czy innego etapu deformacji, spostrzeżenie Żelaźniewicza (*op. cit.*) o orientacji powierzchni osiowych tych regionalnych fałdów wskazuje, że w części północnej Gór Sowich powierzchnia spągowa płaszczowiny so-

wiogórskiej jest znacznie bliżej powierzchni terenu niż w części południowej.

W pobliżu podstawy płaszczowin występują przeważnie strefy bardzo silnych odkształceń ścinających. W strefach tych rozwijają się najczęściej fałdy niecylicydryczne typu fałdów futerałowych. Strefy ścinań z mylonitami stwierdzono w okolicach Bielawy i Owiesna, a także w południowej części Gór Sowich (Żelaźniowicz 1987). Na tej podstawie można sądzić, że powierzchnie spągowe płaszczowiny sowiogórskiej występują bliżej powierzchni w południowej części jednostki sowiogórskiej. Wnioski te są jednak sprzeczne z przedstawionymi powyżej uwagami o orientacji powierzchni osiowych głównych (I-rzędu) makrofałdów w Górach Sowich.

Nierówności powierzchni spągowych nasunięcia, lateralne pochyłości oraz zaburzenia w partiach frontalnych nasunięć są głównymi przyczynami zróżnicowanego transportu tektonicznego w obrębie płaszczowin i łusek (fig. 47). W zależności od orientacji rozwijających się stref ścinań względem powierzchni spągowej nasunięcia może także dochodzić do skracania warstw lub całych pakietów skalnych, ich rotacji lub wyciągania i rozczłonkowania, np. soczew amfibolitowych (Sanderson 1980).

Przedstawione skrótowo zależności w strefach nasunięć komplikowały rozwój struktur tektonicznych zarówno wewnątrz płaszczowiny sowiogórskiej (nasuwającej się progresywnie ku północy), jak i były bezpośrednią przyczyną powstawania nowych imbrykacji i łusek u czoła płaszczowiny. W tym czasie powstawały także strefy ścinań podatnych, zorientowane prawie równoległe do powierzchni transportu tektonicznego i wyznaczone przez pasemka mylonityczne  $C_2$  i  $C_3$ .

Zbliżanie się, a następnie nasunięcie płaszczowiny sowiogórskiej na zespół łusek lub imbrykacji kompleksu ofiolitów środkowosudeckich odbywało się na głębokości co najmniej kilkunastu tysięcy metrów od powierzchni ówczesnego terenu (Cymerman 1989). Procesy te rozpoczęły się najprawdopodobniej w sylurze i trwały przez cały dewon, a może i karbon dolny (Cymerman 1987a, 1989). W okresie przemieszczania się płaszczowiny sowiogórskiej ku północy powstały w wyniku skracania fałdy  $F_2$ , zasadniczo o osiach zorientowanych prawie prostopadle do kierunku transportu tektonicznego, to jest w kierunku równoleżnikowym, które uległy rotacji prawoskrętnej do kierunku NW-SE.

Pod wschodnią częścią płaszczowiny sowiogórskiej przemieszczały się prawdopodobnie szyb-

ziej większe zespoły łusek ofiolitowych niż pod jej środkową i zachodnią częścią (Cymerman 1987a). Zróżnicowany ruch przesuwczy między łuskami ofiolitowymi powodował także rotację, zdecydowanie prawoskrętą, osi fałdów  $F_2$  w wyżejległej płaszczowinie sowiogórskiej (fig. 48). W pobliżu podstawy nasunięcia w licznych strefach ścinań wzdłuż rozwijających się II-rzędnych imbrykacji i łusek dochodziło do zluszczenia, wycieniania, rozrywania, rotowania i przemieszczania fragmentów skał zasadowych i ultrazasadowych kompleksu ofiolitowego (fig. 48).

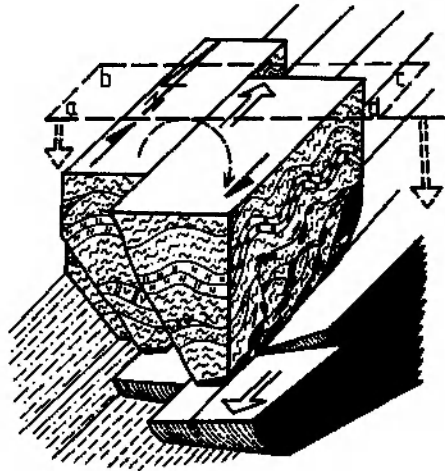


Fig. 48. Dalsza ewolucja analizowanego fragmentu jednostki sowiogórskiej w końcowym okresie deformacji  $D_2$  i na początku deformacji  $D_3$  podczas trwania metamorfizmu  $M_3$ . a-d – płaszczyzna odniesienia

Structural pattern of the study area at the end of the  $D_2$  deformation phase and at the beginning of the  $D_3$  one, while lasting of the  $M_3$  metamorphic event. a-d – reference plane

W wyniku stopniowego, ale znacznego tektonicznego pogrubienia kompleksów skalnych, w dodatku o dużym ciężarze właściwym, rozpoczyna się stopniowe pograżanie całej jednostki sowiogórskiej, a zwłaszcza jej wschodniej części (fig. 48). Pograżanie się jednostki sowiogórskiej odbywało się w czasie deformacji  $D_3$  i metamorfizmu  $M_4$  (fig. 49, 51). W okresie tym powstały makrofałdy  $F_3$  o osiach zorientowanych w kierunku sudeckim (NW-SE), które nie wykazują zasadniczo objawów rotacji osi ani późniejszych przełać. Może to wskazywać, że makrofałdy  $F_3$  powstawały w okresie zanikania silnych i zróżnicowanych przemieszczeń niższejległych łusek rozczłonkowanego kompleksu ofiolitowego.

Nachylenia osi fałdów  $F_2$  i  $F_3$  w kierunku południowo-wschodnim spowodowane zostały szybszym i głębszym zanurzeniem się wschodniej

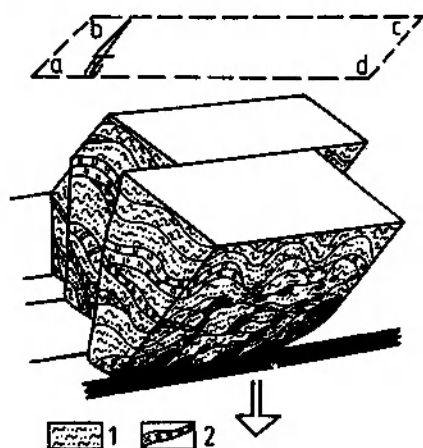


Fig. 49. Szybsze pogrążenie się SE części jednostki sowiogórskiej w czasie deformacji  $D_3$  w warunkach metamorfizmu  $M_4$ .  
1 – migmatyty; 2 – granitoidy

Fast immersion of the SE part of the Góry Sowie unit during the  $D_3$  deformation phase and the  $M_4$  metamorphic event.  
1 – migmatites; 2 – granitoides

części jednostki sowiogórskiej niż jej części zachodniej (fig. 49). Pogrążenie się jednostki sowiogórskiej w etapie deformacji  $D_3$  przyczyniło się do dalszej migmatytyzacji, homofanizacji, pegmatytyzacji i rekrytalizacji kordierytu. Krystalizację kordierytu w Górach Sowich Żelaźniewicz (1984b, 1987) wiąże natomiast z piątą fazą deformacji  $D_5$  i tektonicznym „dociżeniem” w czasie wędrowki jednostki sowiogórskiej ku górze.

Od etapu deformacji  $D_3$  rozpoczyna się intensywne wynoszenie całej jednostki sowiogórskiej razem z niżejleżącymi i „wkomponowanymi w siebie” łuskami ofiolitowymi (fig. 50). Wynoszenie tych jednostek mogło być spowodowane rozwojem struktur diapirowych płaszcza litosfery w

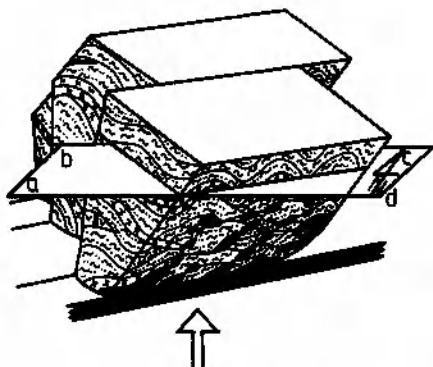


Fig. 50. Wynoszenie jednostki sowiogórskiej w okresie deformacji  $D_5$  i metamorfizmu retrogresywnego  $M_5$ . Dalsze objaśnienia w tekście

Uplifting of the Góry Sowie unit during the  $M_5$  retrograde metamorphism and the  $D_5$  deformational event. For explanation see the text

strefach subfluencji i (lub) intensywnością procesów kopułotwórczych. Być może ta zmiana reżimu geodynamicznego po fazie deformacji  $D_3$  była spowodowana uaktywnieniem się linii Głuszycy–Jodłownik i przemieszczaniem się, prawostronnym ruchem przesuwczym, dwóch bloków w podłożu jednostki sowiogórskiej (Żelaźniewicz 1987). Podobna prawoskrętna rotacja jednostki sowiogórskiej została po raz pierwszy rozpoznana przez Mierzejewskiego (1981).

Dwa ostatnie etapy deformacji fałdowych  $D_4$ , a zwłaszcza  $D_5$ , odbywały się w warunkach retrogresji metamorfizmu regionalnego ( $M_5$  – etap konsolidacji; Kryza 1981). W tym czasie doszło między innymi do diaforycznej krystalizacji muskowitu, zastępowania biotytu przez chloryt oraz pinityzacji kordierytu (Kryza 1981).

Na zakończenia pozostaje omówienie wieku deformacji jednostki sowiogórskiej w świetle nowych wyników badań. Na podstawie zależności strukturalnych pomiędzy „syenitami” niemczańskimi a gnejsami i migmatytami sowiogórskimi wydaje się możliwe związanie etapu deformacji  $D_2$  z fazą akadyjską, a etapu deformacji  $D_3$  nawet z fazą bretońską (Cymerman 1987b). Ostatnio Żelaźniewicz (1987) wyraził pogląd, że wszystkie zjawiska tektonometamorficzne w jednostce sowiogórskiej musiały być zakończone przed górnym dewonem.

Model waryscyjskiej ewolucji płaszczojiny sowiogórskiej, uwzględniający procesy obdukcji ofiolitu Ślęży (Cymerman 1987a), stawia w nowym świetle nie tylko rozwój tych dwóch sąsiednich jednostek, lecz także innych jednostek środkowosudeckich, np. depresji Świebodzie i struktu-

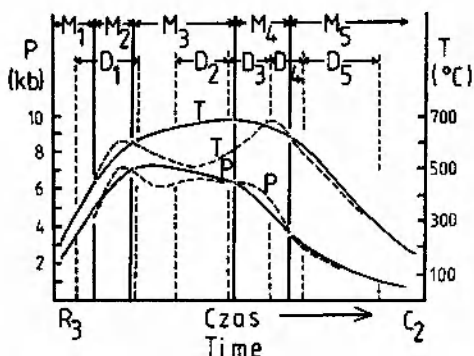


Fig. 51. Wykres zależności  $PTt$  ( $P$  – ciśnienie,  $T$  – temperatura,  $t$  – czas) dla poszczególnych etapów ewolucji jednostki sowiogórskiej od ryfeju górnego ( $R_3$ ) do karbonu górnego ( $C_2$ )

Relationship between  $PTt$  conditions ( $P$  – pressure,  $T$  – temperature,  $t$  – time) for the Góry Sowie tectono-metamorphic evolution from the Upper Ryphean ( $R_3$ ) to Upper Carboniferous ( $C_2$ )

ry bardzkiej. Powyższy model znajduje potwierdzenie w przyjętym ostatnio schemacie orogenezy waryscyjskiej Masywu Czeskiego (Rajlich 1987). Analiza lineacji z rozciągania (ang. stretching lineation) i foliacji mylonitycznych (powierzchni C) wskazuje, że w czasie orogenezy waryscyjskiej Masywu Czeskiego najważniejszą rolę odgrywały nasunięcia, transpresja (ang. transpression) i tektonika przesuwca pomiędzy poszczególnymi blokami, oddzielonymi strefami ścinań podatnych (Rajlich 1987; Rajlich *et al.* 1986).

Weber (1984) w interesującym modelu ewolucji waryscydów europejskich zakładał, że skrócenie orogeniczne skorupy kontynentalnej rozpoczęło się w dewonie dolnym i charakteryzowało się intensywnym rozwojem tektoniki płaszczowinowej i nasunięciowej. Główna faza deformacji i towarzyszący jej metamorfizm regionalny w centralnej części środkowoeuropejskich waryscydów

odbyły się prawdopodobnie podczas dewonu dolnego. Kolejne, dalsze zafałdowania i tektonika płaszczowinowa (ang. thrust and nappe tectonics) były aktywne w tej części Europy aż do końca karbonu (Weber 1984).

Wymowne jest porównanie jednostki sowiogórskiej z masywem Münchbergu, który położony jest na NW od Masywu Czeskiego w południowej części strefy saksońsko-turyńskiej. Masyw ten i jego allochtoniczna pozycja były od czasu prac Kosmata (1925) i Suessa (1926, 1935) porównywane z krą sowiogórską. Badania izotopowe masywu Münchbergu wskazują, że szczyt metamorfizmu regionalnego, który spowodował między innymi powstanie eklogitów i gnejsów z dystenem i staurolitem, wystąpił około 380 mln lat temu. Te wyniki radiometryczne są zadziwiająco zgodne z najnowszymi danymi izotopowymi dla jednostki sowiogórskiej (van Breemen *et al.* 1988).

## WNIOSKI

1. Na podstawie analizy strukturalnej, głównie mezoskopowej, stwierdzono w północnej części Wzgórz Bielańskich pięć etapów deformacji (od  $D_1$  do  $D_5$ ). Główne fazy deformacji  $D_2$  i  $D_3$  przyczyniły się do powstania obecnej budowy makrostrukturalnej omawianego obszaru (makrofałdy i makrosoczewy).

2. Penetratywna, regionalna foliacja jest poligeniczną strukturą planarną, podobnie jak występująca na niej lineacja ziarna mineralnego. Regionalna foliacja ( $S_1$ ) powstała zasadniczo w czasie fazy deformacji  $D_1$  i uległa w różnym stopniu transpozycji i reaktywowaniu podczas młodszych faz deformacji, głównie  $D_2$  i  $D_3$ . Kosztem foliacji  $S_1$  rozwinęły się zespoły młodszych, najczęściej mimetycznych, współplanarnych foliacji  $S_2$  i (lub)  $S_3$ .

3. Porozdzielanie deformacji (ang. deformation partitioning) było główną przyczyną powstania różnorodnych struktur tektonicznych od skali mikroskopowej aż po makrostruktury regionalne w czasie jednej fazy deformacji. Rozwój śródfoliacyjnych, bezkorzeniowych mezofałdów  $F_1$  oraz soczew wapienno-krzemianowych spowodowany był działaniem różnych składowych deformacji porozdzielanej podczas fazy  $D_1$ . Porozdzielanie deformacji w czasie faz  $D_2$  i  $D_3$  na części składowe było przyczyną rozwoju, w różnych miejscach, skalach i o różnym stopniu intensywności, domen tylko progresywnego odkształcenia ścinającego, progresywnego odkształcenia ścinającego + progresywnego skrócenia, tyl-

ko progresywnego skrócenia oraz domen, w których nie dochodziło praktycznie do żadnych odkształceń. Procesy porozdzielania deformacji były przyczyną rozwoju różnorodnych struktur, np. stref i pasemek mylonitycznych, fałdów, struktur budinażowych.

4. Podczas fazy deformacji  $D_2$  powstały liczne mezofałdy  $F_2$ , nowa foliacja transpozycyjna  $S_2$  (z lub bez agregatów fibrolitowych), struktury budinażowe oraz strefy ścinań podatnych  $C_2$ , wykształcone głównie w formie pasemek mylonitycznych. Etap deformacji  $D_3$  nie różnił się zasadniczo od fazy deformacji  $D_2$  ani pod względem warunków metamorfizmu, ani regionalnego pola naprężeń i mechanizmów deformacji. Świadczą o tym między innymi podobne orientacje przestrzenne i zbliżony styl morfologiczny mezostruktur faz deformacji  $D_2$  i  $D_3$ .

5. O roli i znaczeniu procesów ścinania podczas faz deformacji  $D_2$  i  $D_3$  świadczy najlepiej rozwój stref i pasemek ścinań podatnych  $C_2$  i  $C_3$  oraz fałdów futerałowych (ang. sheath folds). Przejawy odkształceń ścinających stwierdzono także dla najmłodszych faz deformacji ( $D_4$  i  $D_5$ ).

6. Foliacja osiowa  $S_3$  jest często wykształcona w postaci gęstych lamin i warstewek leukosomu (o zmiennej miąższości) lub stref homofanicznych skał. Prawdopodobnie do anatektycznej homofanizacji gnejsów dochodziło w czasie fazy deformacji  $D_3$  w miejscach pozbawionych odkształceń (model deformacji porozdzielanej).

7. Potwierdzono istnienie dwóch generacji



syllimanitu w jednostce sowiogórskiej (Żelaźnicz 1984a, 1987). Starsza generacja sillimanitu jest związana z powstaniem lub reaktywowaniem penetratywnej foliacji podczas fazy deformacji  $D_2$ . Młodszy zespół sillimanitu, wykształcony głównie jako nodule sillimanitowo-kwarcowe, jest ściśle związany z powstaniem stref ścinań podatnych  $C_3$  w czasie fazy deformacji  $D_3$ .

8. Podczas fazy deformacji  $D_4$  powstały mezofałdy  $F_4$ , żyły pegmatytowe, które są często równoległe do powierzchni osiowych  $S_4$  mezofałdów  $F_4$ , oraz rozwinięte lokalnie strefy mylonityczne  $C_4$ . W czasie etapu deformacji  $D_5$  powstały szerokopromienne mezofałdy  $F_5$ , doszło do wycieniania żył pegmatytowych oraz rozwoju licznych spękań i mezouskoków z rysami ślizgowymi.

9. Osie głównych makrofałdów, wyznaczone na podstawie pasowego rozrzutu pomiarów foliacji (pasów  $\pi$ ), nachylają się na ogół ku SE i pokrywają się zarówno z orientacją osi mezofałdów  $F_2$ , jak i  $F_3$  oraz lineacji mineralnych. Dane te wskazują, że główne makrofałdy omawianego obszaru powstały podczas faz deformacji  $D_2$  i (lub)  $D_3$ .

10. W obrazie strukturalnym jednostki sowiogórskiej, a zwłaszcza jej części przedgórskiej, znaczącą rolę odgrywają makrosoczewy i makrofałdy (Łysa Góra, Owiesno), które zbudowane są z amfibolitów. Te liczne i duże ciała amfibolitowe wpływały na dewiacje orientacji osi makrostruktur, szczególnie w okolicach Bielawy.

11. Analiza diagramów konturowych penetratywnej foliacji pozwoliła wykryć najslabiej zaznaczone makrostruktury (III-rzędu), które mogą

być „duchami” makroskopowych fałdów  $F_1$ . Ślady po prawie całkowicie zatartych makrofałdach  $F_1$  zachowały się jedynie we wschodniej i być może także w północnej i południowo-zachodniej części badanego obszaru.

12. Główne makrostruktury powstały najprawdopodobniej podczas fazy deformacji  $D_2$  i charakteryzowały się początkową orientacją osi w kierunku prawie równoleżnikowym, a następnie podczas fazy  $D_3$  uległy one prawoskrętnej rotacji do kierunku NW–SE. W czasie fazy deformacji  $D_3$  rozwinęły się także nowe makrofałdy  $F_3$  o osiach nachylających się ku SE. Osie makrofałdów  $F_3$  są najczęściej tautozonalne (współosiowe) z osiami makrofałdów  $F_2$ .

13. Rotacja prawoskrętna fałdów  $F_2$  spowodowana była zróżnicowanym przemieszczaniem się pod płaszczowiną sowiogórską zespołu łusek lub imbrykacji, zbudowanych ze złuszczonej i rozczłonkowanej fragmentów staropaleozoicznej skorupy oceanicznej (ofolitu Ślęzy).

14. Nachylenie osi fałdów  $F_2$  i  $F_3$  w kierunku SE było spowodowane prawdopodobnie szybszym i głębszym pogrążeniem się wschodniej i południowo-wschodniej części jednostki sowiogórskiej względem jej części zachodniej.

15. Główne fazy deformacji  $D_2$  i  $D_3$  w jednostce sowiogórskiej były ściśle związane z tektoniką nasunięciową i synorogenicznym metamorfizmem w facji amfibolitowej w czasie orogenezy waryscyjskiej lub kaledońsko-waryscyjskiej.

Panu Profesorowi dr. hab. Marianowi Dumiczowi dziękuję za wnikliwe przeczytanie maszynopisu i cenne uwagi.

Wrocław, marzec 1988

## LITERATURA

- AUGUST C., KRYZA R., 1979: Syllimanit w gnejsach i migmatytach bloku sowiogórskiego. Sillimanite in gneisses and migmatites of the Góry Sowie block (Sudetes). *Geol. Sudetica*, 14, 2.
- BEDERKE E., 1929: Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. *Fortsch. Geol. Paläont.*, 7, 23, s. 429–524.
- 1931: Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. *Centralbl. Min. Geol. etc.* B, s. 394–408.
- 1934: Sudetenland und Eulengneisproblem; Von deutschen Osten. *Veroff. Schles. Ges. Erdk.*, 21, s. 351–366.
- BELL T. H., 1978: The development of slaty cleavage across the Nackara Arc of the Adelaide Geosyncline. *Tectonophysics*, 51, s. 139–158.
- 1981: Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk in homogenous shortening. *Tectonophysics*, 75, s. 273–296.
- 1985: Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. *J. Metamorphic Geol.*, 3, s. 109–118.
- 1986: Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and deceleration due to shifting patterns of deformation partitioning. *J. Metamorphic Geol.*, 4, s. 421–444.
- BELL T. H., FLEMING P. D., RUBENACH M. J., 1986: Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *J. Metamorphic Geol.*, 4, s. 37–67.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P., 1979: Orthogneiss mylonite and noncoaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, s. 31–42.
- BOYER S. E., ELLIOTT D., 1982: Thrust systems. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 9, s. 1196–1230.

- BREEMEN van O., BOWES D. R., AFTALION M., ŻELAZNIEWICZ A., 1988: Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, southwestern Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58, s. 3–19.
- BUTLER R. W. H., 1984: Structural evolution of the Moine thrust belt between Loch More and Glendhu, Sutherland. *Scot. J. Geol.*, 20, s. 161–179.
- CARRERAS J., ESTRADA A., WHITE S., 1977: The effects of folding on c-axis fabrics of quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39, s. 3–24.
- COBBOLD P. R., QUINQUIS H., 1980: Development of sheath folds in shear regimes. *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, s. 119–126.
- CYMERMAN Z., 1984: Klasyfikacja morfologiczna, terminologia i geneza foliacji. Morphological classification, terminology and origin of foliations. *Kwart. Geol.*, 28, 3/4, s. 457–490.
- 1986: Sekwencja deformacji skał metamorficznych z otworu wiertniczego Niedźwiedź IG 2. Sequences of deformations of metamorphic rocks in the borehole Niedźwiedź IG 2 (Lower Silesia). *Kwart. Geol.*, 30, 2, s. 157–186.
- 1987a: Związek ofiolitu Ślęży z waryscyjską strukturą metamorfiku sowiogórskiego. Connection of the Ślęża ophiolite with the Variscan structure of the Sowie Góry metamorphic rocks. *Prz. Geol.*, 35/6, s. 304–312.
- 1987b: Próba określenia wieku głównych faz deformacji w metamorfiku sowiogórskim (Dolny Śląsk). Attempt of dating of main deformation phases in metamorphic rocks of the Sowie Góry Mts. (Lower Silesia). *Prz. Geol.*, 35/10, s. 489–496.
- 1989: Rozwój strukturalny metamorfiku sowiogórskiego w okolicy Piławy Górnej, Sudety. Structural development of the Góry Sowie metamorphic terrain in the vicinity of Piława Górna, the Sudetes. *Geol. Sudetica*, 23, 2.
- CYMERMAN Z., WALCZAK-AUGUSTYNIAK M., 1986: Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000, arkusz Dzierżoniów. Arch. Dolnośl. Oddz. Państ. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis – unpublished), 125 ss.
- DATHE E., 1904: *Geologische Karte von Preussen 1 : 25 000. Blatt Langenbielau*. Preuss. Geol. L. A., Berlin.
- DEPCIUCH T., LIS J., SYLWESTRZAK H., 1980: K-Ar ages of the Owl Mts. gneiss raft. *Acta Geol. Polon.*, 30, 4, s. 501–517.
- DZIEDZICOWA H., 1979: Deformacje i metamorfizm we wschodnim obrzeżeniu gnejsów sowiogórskich. Deformation and metamorphism in the region east of the Sowie Góry gneissic massif. *Mat. Konferencji Terenowej*. Wyd. Uniw. Wrocław, Wrocław, s. 53–61.
- FINCKH L., 1924: *Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen. Blatt Reichenbach*. Geol. L. A., Berlin.
- FISCHER M. W., COWARD M. P., 1982: Strains and folds within thrust sheets: an analysis of the Heilam sheet, NW Scotland. *Tectonophysics*, 88, s. 291–312.
- GATES A. E., SIMPSON C., GLOVER L., 1986: Appalachian carboniferous dextral strike-slip faults: an example from Brookneal, Virginia. *Tectonics*, 5, 1, s. 119–133.
- GAYER R. A., HAYES S. J., RICE A. H. N., 1985: The structural development of the Kalak Nappe Complex of Eastern and Central Porsangerhalvøya, Finnmark, Norway. *Norges Geol. Unders. Bull.*, 400, s. 67–87.
- GŁOWACKI Z., 1984: Styl i sekwencja mezostruktur pochodzenia tektonicznego w masywie górskim Wielkiej Sowy (Góry Sowie, Sudety). The style and sequence of tectonic mesostructures in Wielka Sowa massif (Sowie Mts., Sudetes). *Acta Univ. Wratisl.*, 529. *Pr. Geol.-Miner.*, 9, s. 37–65.
- GROCHOLSKI A., 1986: Proterozoic and Palaeozoic of Southwestern Poland in a light of new data. *Biul. Inst. Geol.*, 355. *Geology of Poland*, 7, s. 7–29.
- 1987: Fragments of oceanic crust in the Variscan basement of south-western Poland. *Prz. Geol.* 35/5, s. 244–247.
- GROCHOLSKI W., 1958: The tectonic zone of south-west margin of the Sowie Góry. *Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. Chim. Géol. Géogr.*, 6, s. 689–694.
- 1964: Drobne struktury masywu górskiego Wielkiej Sowy. Minor structures of the Wielka Sowa Massif. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, s. 509–542.
- 1966: Niektóre nowe wyniki badań geologicznych w Górach Sowich. Some new results of geologic investigations in the Sowie Góry Mts. [w:] *Z Geologii Ziemi Zachodniej*. Wrocław, s. 85–100.
- 1967a: Tektonika Gór Sowich. Structure of the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, 3, s. 181–249.
- 1967b: Gnejsy sowiogórskie w świetle badań strukturalnych. The Sowie Góry gneisses in the light of structural studies. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37, s. 291–300.
- 1969: Mezostruktury obszaru gnejsów sowiogórskich na Przedgórzu Sudeckim. Mezostructures of the Sowie Góry gneisses in the Foreland of the Sudetes Mts. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 39, s. 651–674.
- 1975: Zagadnienia petrologiczne i tektoniczne gnejsów sowiogórskich. *Przew. XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Świdnica*, s. 109–115.
- GUNIA T., 1981a: The first discovery of Precambrian microflora in paragneisses of the Sowie Góry Mts., Sudetes. *Bull. Acad. Polon. Sc. Ser. Sc. Terre*, 29, 2, s. 39–47.
- 1981b: Mikroflora z paragnejsów Gór Sowich (Sudety). Microflora from paragneisses of Sowie Góry Mts., Sudetes. *Geol. Sudetica*, 16, 2, s. 7–21.
- 1984: Mikroflora z drobnoziarnistych paragnejsów okolic Jugowic (Góry Sowie – Sudety). Microflora from the fine-grained paragneisses of Jugowice vicinity (Sowie Mts., Sudetes). *Geol. Sudetica*, 17, 1, s. 7–17.
- 1985: Pozycja geologiczna bloku sowiogórskiego i jego wpływ na paleogeografię paleozoiku Sudetów Środkowych. Geological position of the Sowie Góry block and its influence on the paleogeography of the Paleozoic of Central Sudetes. *Geol. Sudetica*, 20, 2, s. 83–116.
- HANMER S., 1984: Strain-insensitive foliations in polymetamorphic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 12, s. 1410–1414.
- HENTSCHEL H., 1943: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneissen des Eulengebirges (Schlesien). *Miner. Petr. Mitt.*, 55, s. 1–136.
- HIGGINS M. W., 1971: Cataclastic rocks. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 687, 97 ss.
- HOLCOMBE R. J., CALLENDAR J. F., 1982: Structural analysis and stratigraphic problems of Precambrian rocks of the Picuris Range, New Mexico. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 93, s. 139–149.
- HUDLESTON P. J., 1973: Fold morphology and some geological implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1, s. 1–46.
- JAMROZIK L., 1980: Główne kierunki strukturalne bloku sowiogórskiego. Main structural directions of the Góry Sowie block (Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 50, 2, s. 247–262.

- 1981: Tectonic position of ultrabasite-basite massifs surrounding the Góry Sowie Mts. block. [w:] W. Narębski (red.), *Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif*. Zentr. Inst. Erde, Potsdam, s. 86–95.
- JAROSZEWSKI W., 1980: *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa, 360 ss.
- KOSSMAT F., 1925: Erscheinungen und Probleme des Überschiebungsbaues im varistischen Gebirgen Sachsen und der Sudetenländer. *Zentr. Min. Petr. Abt.*, 11, s. 348–358.
- KRYZA R., 1977: Pegmatyt z kordieritem w serpentynitach okolic Lubachowa (Góry Sowie). Cordierite-bearing pegmatite in serpentinites of the environs of Lubachów (Góry Sowie Mts., Sudetes). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, s. 247–263.
- 1981: Migmatytyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Migmatitization in gneisses of northern part of the Sowie Góry, Sudetes. *Geol. Sudetica*, 14, 1, s. 7–100.
- LISTER G. S., SNOKE A. W., 1984: S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6, 6, s. 617–638.
- ŁAPOT W., 1986: Petrografia utworów karbonu Gór Sowich. Petrography of Carboniferous rocks from the Sowie Mts. *Geol. Sudetica*, 21, 1, s. 1–184.
- McCAIG A. M., 1982: Metasomatism and reaction-enhanced ductility in shear zones. *Mitt. Geol. Inst. Eidg. Tech. Hochsch. Univ. Zurich, N. F.*, 239a, s. 199–202.
- 1984: Fluid-rock interaction in some shear zones from the Central Pyrenees. *J. Metamorphic Geol.*, 2, s. 129–141.
- 1987: Deformation and fluid-rock interaction in metasomatic dilatant shear bands. *Tectonophysics*, 135, s. 121–132.
- MEANS W. D., 1981: The concept of steady-state foliation. *Tectonophysics*, 78, s. 249–272.
- MEHNERT K. R., 1971: *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 400 ss.
- MEISTER E., 1932: *Erläuterungen zur geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Gnadensfrei 1 : 25 000*. Preuss. Geol. L. A. Berlin.
- MEISTER E., FISCHER G., 1935: *Geologische übersichtskarte von Deutschland. Blatt Schweidnitz (133)*. Preuss. Geol. L. A. Berlin.
- MIERZEJEWSKI M., 1981: Hypothetical rotative pattern of the Sudetes Mts. as a result of an orogenic wave shift and thermal plume action. *Bull. Acad. Polon. Sc., Ser. Sc. Terre*, 29, 4.
- MINNIGH L. D., 1979: Structural analysis of sheath-folds in a meta-chert from the Western Italian Alps. *J. Struct. Geol.*, 1, 4, s. 275–282.
- MORAWSKI T., 1961: *Uwagi o amfibolitach Gór Sowich*. Arch. Dolnośl. Oddz. Państ. Inst. Geol., Wrocław (maszynopis – unpublished), 4 ss.
- 1964: *Charakterystyka petrograficzna skal otoczenia mineralizacji barytowych w rejonie Głuszycy, Modliszowa i Srebrnej Góry*. Arch. Dolnośl. Oddz. Państ. Inst. Geol., Wrocław, 81 ss.
- 1973: The Sowie Góry area and its petrological problems. [w:] K. Smulikowski (red.), *Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie*. XV Session de l'AZOPRO. Wyd. Geol., Warszawa, s. 44–58.
- NARUK S. J., 1986: Strain and displacement across the Pinaleno Mountains shear zone, Arizona, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, 8, 1, s. 35–46.
- NICOLAS A., 1984: *Principes de tectonique*. Masson, Paris, 196 ss.
- OBERC J., 1972: *Budowa geologiczna Polski*. T. 4. *Tektonika, cz. 2. Sudety i obszary przyległe*. Wyd. Geol., Warszawa, 307 ss.
- PACHOLSKA A., 1978: Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. On the tectonic breccias at southern edge of the Sowie Góry gneissic block. *Geol. Sudetica*, 13, 2, s. 41–63.
- PONCE DE LEON M. I., CHOUKROUNE P., 1980: Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, s. 63–68.
- PIASECKI M. A. J., 1980: New light on the Moine rocks of the Central Highlands of Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 137, s. 41–59.
- PLATT J. P., 1984: Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 6, 4, s. 439–442.
- PLATT J. P., VISSERS R. L. M., 1980: Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.*, 2, 4, s. 397–410.
- POLAŃSKI A., 1955: Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Góry Mts (Middle Sudetes). *Arch. Miner.*, 18, s. 211–284.
- PONCE DE LEON M. I., CHOUKROUNE P., 1980: Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, s. 63–68.
- QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J. P., COBBOLD P. R., 1978: Intense progressive shear in the Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction. *Nature*, London, 273, s. 101–107.
- RAJLICH P., 1987: Variszische duktile Tektonik im Bohmischen Massiv. *Geol. Rundsch.*, 76, no. 3, s. 755–786.
- RAJLICH P., SYNEK J., ŠARBACH M., SCHULMANN K., 1986: Hercynian thrust related shear zones and deformation of the Varied Group on the contact of granulites (Southern Moldanubian, Bohemian Massif). *Geol. Rundsch.*, 75, 3, s. 665–683.
- RATTEY P. R., SANDERSON D. J., 1984: The structure of SW Cornwall and its bearing on the emplacement of the Lizard Complex. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, s. 87–95.
- RHODES S., GAYER R. A., 1977: Non-cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak nappe complex of Finnmark. *Geol. Mag.*, 114, s. 329–340.
- RICE A. H. N., 1987: A tectonic model for the evolution of the Finnmarkian Caledonides of North Norway. *Can. J. Earth Sci.*, 24, s. 602–616.
- SANDERSON J., 1982: Models of strain variation in nappes and thrust sheets: a review. [w:] G. D. Williams (red.). Strain within Thrust Belts. *Tectonophysics*, 88, s. 201–233.
- SIBSON R. H., 1977: Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, s. 191–213.
- 1985: Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature*, 316, s. 248–251.
- SIMPSON C., SCHMID S. M., 1983: An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94, s. 1281–1288.
- SMULIKOWSKI K., 1952: Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations in the Sudeten Mountains. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 21, s. 67–124.
- SÖLLNER F., KOHLER H., MULLER-SOHNUS D., 1981: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen der Munchberger Gneissmasse (MM), NE-Bayern – Teil 1, Gesamtgesteinsdatierungen. *Neues Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh.*, 141, 1, s. 90–112.
- SUK M. (red.), 1984: *Geological History of the Territory of the Czech Socialist Republic*. Prague, 400 ss.
- SUESS F., 1926: *Intrusionstektonik und Wandertektonik im*

- varistischen Grundgebirge. Spec. Pap., Berlin, 268 ss.*
- 1935: Der Lugische Bau in seinen Verhältnis zur varistischen Orogenese. *Mitt. Geol. Ges.*, 28.
  - TAKAGI H., 1982: On the definition of mylonite and the classification of mylonitic rocks. *Ser. Biol. Geol., Waseda Univ.*, 31, s. 49–57.
  - TEYSSIER C., 1985: A crustal thrust system in an intracratonic environment. *J. Struct. Geol.*, 7, 6, s. 689–700.
  - WATTS M. J., WILLIAMS G. D., 1979: Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guin-gamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.*, 1, 4, s. 323–332.
  - WEBER K., 1984: Variscan events: early Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. [w:] D. H. W. Hutton, D. J. Sanderson (red.), *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 14, s. 3–22.
  - WHITE S. H., BURROWS S. E., CARRERAS J., SHAW N. D., HUMPHREYS F. J., 1980: On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, s. 175–187.
  - WILLIAMS P. F., SCHONEVELD C., 1981: Garnet rotation and the development of axial plane crenulation cleavage. *Tectonophysics*, 78, s. 307–334.
  - ŻELAŻNIEWICZ A., 1979: Preliminary notes on structural features of the gneissic complex in the central part of the Góry Sowie, Sudetes. *Bull. Acad. Polon. Sc., Sér. Sc. Terre*, 26, s. 191–201.
  - 1984a: Uwagi o genezie syllimanitu z Gór Sowich. Remarks on the origin of sillimanite from the Góry Sowie, Sudetes, SW Poland. *Geol. Sudetica*, 19, 1, s. 101–119.
  - 1984b: On the position of cordierite in rocks of the Sowie Góry Mts (Sudetes, SW Poland). *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 31, s. 65–74.
  - 1985: Granulitic inliers amidst a gneissic/migmatitic complex of the Owl Mts, Sudetes. *Acta Geol. Polon.*, 35, s. 157–171.
  - 1987: Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Tectonic and metamorphic evolution of the Góry Sowie, Sudetes Mts, SW Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 57, 3–4, s. 203–348.

# STRUCTURAL EVOLUTION OF THE GÓRY SOWIE UNIT IN THE AREA OF NORTHERN PART OF THE BIELAWA HILLS, SUDETES MTS

Zbigniew CYMERMAN

Geological Institute, Lower Silesia Branch  
al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław, Poland

## Summary

**ABSTRACT.** Five deformation phases ( $D_1$  to  $D_5$ ) have been recognized in the northern part of the Bielawa Hills. The penetrative foliation developed during  $D_1$  phase and was reactivated during the younger deformation phases. The development of intrafolial  $F_1$  folds and calcilicite lenses was strongly related to strain partitioning. This influence on mesostructures formation was even more obvious during the  $D_2$  and  $D_3$  phases. That time numerous  $C_2$  and  $C_3$  mylonitic bands,  $F_2$  and  $F_3$  sheath folds, and  $L_2$  and  $L_3$  boudinages were formed. These structures developed in ductile shear zones in conditions typical for the amphibolite facies of regional metamorphism. The  $D_2$  phase did not differ considerably from the  $D_3$  one in respect to neither metamorphic conditions nor regional stresses and deformation mechanisms. This is indicated by the similar attitudes and morphology

of mesostructures having originated during these two phases ( $D_2$  and  $D_3$ ).

The axes of main folds ( $\pi$ -axes) plunge generally towards the SE and coincide with the  $F_2$  and  $F_3$  mesofolds axes. Numerous macroscopic lenses of amphibolites influenced the deviation of a macrostructures axes orientation. The analysis of contoured stereograms of foliation allowed to distinguish third-order macrofolds, which can be "ghosts" structures. The main structures formed during the  $D_2$  phase with axes trending almost W-E. These structures were dextrally rotated during the  $D_3$  event. The  $D_3$  phase, in turn, was responsible for the formation of  $F_3$  folds with axes plunging towards the SE. The dextral rotation of folds was caused by differential displacements of ophiolite wedges (flakes) under the Góry Sowie nappe during the Variscan orogeny.

## INTRODUCTION

The Sowie Góry metamorphic terrain is one of the largest geological units in Sudetes (Fig. 1). The geological position of this block has been of the great geologists interest for many years (Kossmat 1925; Suess 1926, 1935; Bederke 1929, 1934; W. Grocholski 1964, 1966, 1967a, b, 1975; Oberc 1972; Gunia 1985). The recognition of the internal structure of the Góry Sowie metamorphic terrain and its tectono-metamorphic evolution seems to be decisive to reconstruct tectogenesis of the middle part of Sudetes. Previous tectonic studies of this unit were restricted to its Sudetic Mts part (W. Grocholski 1958, 1964, 1966, 1967a; Żelaźniewicz 1979, 1984a, b, 1985, 1987; Głowacki 1984), while in the pre-Sudetic part, only preliminary, comparative, structural studies were performed (W. Grocholski 1967b, 1969). Recently a detailed, structural analysis has been made in the vicinity of Piława Górna (Cymerman 1989). Similar studies have been carried out west of Piława Górna and this paper summarize the results.

The evolutionary model of the Góry Sowie unit, claiming obduction and displacements of dismembered ophiolitic complex (the Ślęza ophiolite) in form of tectonic slices has been recently developed (Cymerman 1987a). This model refers to the old conception, somewhat slightly modified, suggesting a nappe (thrust sheet) character of this unit. According to Kossmat (1925) and Suess (1926, 1935), the Góry Sowie unit is a nappe, detached from the Precambrian Bohemian Massif (Moldanubicum) during the Variscan orogeny, like other

gneissic nappes in the Saxothuringian zone (i.e. Munchberg, Wildenfels and Frankenberg nappes).

New hypothesis on granulite genesis in the Góry Sowie unit was proposed by Żelaźniewicz (1985, 1987), who found tectonically-derived granulite fragments pushed along ductile shear zones. Strong shearing processes took place pre- or syntectonically at the beginning of the  $D_2$  deformation phase (Żelaźniewicz 1985) or they were related to the first deformation event ( $D_1$ ), and to the oldest metamorphic event of the Góry Sowie unit (Żelaźniewicz 1987).

According to micropaleontological studies of Gunia (1981a, b, 1984), the majority of Góry Sowie paragneisses are derived from Upper Ryphean sediments. Discovery of *Acritarcha*, *Cyanophyta* and *Mycophyta* groups put a new light on the timing of the pre-metamorphic complex of the Góry Sowie unit (Gunia 1985). Metamorphic rocks of this unit could not have been formed earlier than during the Cadomian orogeny. Almost all of radiometric data, obtained by means of the K-Ar data show the time of origin paragneisses between  $412 \pm 28$  to  $475 \pm 26$  Ma (Depciuch *et al.* 1980). Most recent isotopic data (Rb-Sr and U-Pb isotopic studies) indicate the Devonian time for the main phases of deformation and metamorphism of the Góry Sowie unit (*vide* Żelaźniewicz 1987). These estimations are in agreement with Cymerman's conclusion (1987b) that the main deformational phases ( $D_2$  and  $D_3$ ) took place during the Variscan events.

## LITHOLOGY

Migmatites and layered gneisses are the main lithological types in the study area (Fig. 3 and 4). Since paragneisses are migmatized to various extent (W. Grocholski 1967a, 1975;

Morawski 1973; Kryza 1981), it is difficult to distinguish between these two lithological types during mapping (Żelaźniewicz 1987).

Textural classification of gneisses is based on mica distribution and differentiation degree of feldspar and quartz; the features which can be easily recognized in the field. Among migmatites, the ones of stromatitic and folded are predominant while nebulitic ones occur sporadically.

Apart from layered gneisses and migmatites, there are also layered-lensoidal, or homophanous gneisses and migmatites, and locally layered gneisses and migmatites with hornblende or garnets (Fig. 3 and 4). In the areas of Bielawa and Owiesno, there are numerous, relatively large bodies of amphibolites (Fig. 3 and 4), which show also a great variability in respect to textures, structures, mineral composition, and genesis. Laminated, laminated with garnets, and massive amphibolites and hornblende gneisses can be distinguished. Massive

amphibolites and hornblende gneisses are locally associated with small intercalations of serpentinites (Fig. 3 and 4).

The zones of blastomylonitic and mylonitic rocks are also present in the study area (Fig. 3 and 4). Blastomylonitic gneisses are characterized by the great variety of textures, from layered and flasered through layered-lensoidal to augen types. Blastomylonites are occasionally associated with mylonitic bands. Mylonites are found in association with gneisses, amphibolites, and they also occur in the border zone between migmatitic gneisses and amphibolites contrary to blastomylonites, which are associated only with gneisses.

In the proximity of amphibolite outcrops, veins or elongated lenses of pegmatites are frequent (Fig. 3 and 4). Small dikes of lamprophyres and numerous quartz veins are also found in the study area.

## STYLE AND SEQUENCE OF MESOSCOPIC TECTONIC STRUCTURES

Five deformational events ( $D_1$  to  $D_5$ ) have been distinguished on the basis of mesoscopic field data. The influence of deformation processes on the extent of metasomatic reactions was recently emphasized (McCaig 1987). Strain heterogeneities causes partitioning of total deformation into components which are different from each other because of their deformation mechanisms (Williams, Schoenfeld 1981; Bell 1985, 1986; Bell *et al.* 1986).

### FIRST DEFORMATION PHASE - $D_1$

The  $S_1$  regional foliation,  $L_1$  mineral lineation, and rarely preserved  $F_1$  mesofolds developed during the first deformation event ( $D_1$ ). The genesis of the penetrative foliation seems to be very complicated. It is a polygenic, planar structure formed through transposition of  $S_0$  (bedding?) anisotropy planes (Żelaźniewicz 1987; Cymerman 1987b, 1988). During  $D_1$  deformation phase, the main mineral groups with preferred orientation following sedimentary stratification ( $S_0$ ) were formed. The planes of primary rock anisotropy ( $S_0$ ) were reactivated and further developed during the  $D_2$  and  $D_3$  deformational phases. The resulting regional foliation,  $S_1$ , is a structure mimetically overprinting the  $S_0$  surfaces. In hinges of  $F_1$  folds the  $S_1$  foliation was rotated and, in this way, the  $S_1$  and  $S_0$  planes become parallel. Since shear sense is always antithetic in the axial planes ( $S_1$ ) of the folds ( $F_1$ ), the  $S_1$  foliation could have been developed intensively during reactivation of the  $S_0$  planes (Bell 1986). Therefore it is not surprising that along  $S_0$  and  $S_1$  surfaces, identical mineral assemblages appeared (Żelaźniewicz 1987), which indicates that they were formed simultaneously. The  $S_1$  penetrative foliation is either a result of reactivation of the  $S_0$  planes during the  $D_1$  deformation phase or it creates a new planar structures rotated to  $S_0$  attitudes during the  $D_1$  deformation event.

The  $S_1$  foliation, formed due to tectonic and metamorphic processes during the  $D_1$  deformation phase, was affected by transposition and reactivation processes during following deformational events and, in this way, the younger  $S_2$  and  $S_3$  foliations developed. This younger foliation generations usually strengthened mimetically the penetrative  $S_1$  foliation. But it is very difficult to distinguish particular generations of foliation because of their overprinting and reactivation.

Synkinematic, preferred growth of oligoclase and quartz, and, particularly, biotite define not only the penetrative  $S_1$  foliation but the well-developed  $L_1$  mineral lineation as well. However, the mineral lineation ( $L_1$ ), like the penetrative folia-

tion, is a complicated, polygenic tectonic structure, which underwent the same tectonometamorphic processes as the foliation ( $S_1$ ). The  $L_1$  mineral lineation was later rotated, recrystallized and overprinted by the younger mineral lineations ( $L_2$  and  $L_3$ ), which makes it more difficult to distinguish particular mineral lineation generations.

Rarely preserved  $F_1$  mesofolds are most often of tight and isoclinal character (Fig. 5) with attenuated limbs and thickened hinges (Pl. I, 1). The axial planes of the  $F_1$  folds are parallel to the  $S_1$  penetrative foliation (Pl. II, 1). Parallel to these axial surfaces ( $S_1$ ), transpositional  $S_2$  foliation developed on the longer limbs of folds (Fig. 5). Majority of the  $F_1$  folds are preserved within lenses, which are flown around by the penetrative foliation. This may be explained on the basis of a strain partitioning model. Model of strain partitioning may explain rare occurrence of the  $F_1$  mesofolds and the rotation of augens and quartz-feldspar lenses (Pl. I, 2). The characteristic lenses of calc-silicate rocks (Pl. III, 2, IV, 1, 2) can be the equivalent of these structures, somewhat on a larger scale, while lensoidal forms of quartz-feldspar granulates are probably the equivalent of above structures on a macroscale (Żelaźniewicz 1985).

### SECOND DEFORMATION PHASE - $D_2$

The second deformation event ( $D_2$ ) caused intense folding of the  $S_1$  foliation resulting in the numerous  $F_2$  folds. Although these folds display a great variability in respect to their size and morphology, the tight structures occur most commonly, however (Fig. 5 and 6; Pl. II, 1, 2; V, 1, 2, 3; VI, 2; XV, 1, 2; XVII, 1; XX, 2; XXII, 1). Commonly occur also isoclinal or subisoclinal folds (Pl. II, 1; V, 3; VI, 1; VII, 1; XII, 1; XIV, 1, 3). These folds display similar or supratenuous geometry (Pl. II, 3; III, 1). The  $F_2$  mesofolds are characterized by sharp (acute) or oval, concentric hinges (Pl. II, 3; V, 2).

Locally in hinge zones and limbs of the  $F_2$  folds developed a new, composite transpositional foliation ( $S_2$ ). It is evidenced by rotated flakes and aggregates both biotites and fibrolites (fibrolite is a new mineral of  $D_2$  deformation phase). Except for the hinges of the  $F_2$  folds, distinction between the  $S_1$  and  $S_2$  foliations is impossible because of recrystallization and similar mineral assemblages determining the two foliation sets.

$L_2$  boudinage structures occur in the form of flattened lenses (Fig. 14; Pl. III, 2; IV, 1, 2; XX, 3; XXII, 2). Boudins are composed of massive amphibolites (Pl. XX, 3; XXII, 2).

The boudins are locally flown around by mylonitic bands (Pl. III, 1).

Elongation axes of  $L_2$  boudinages are parallel to stretching lineation, which occurs on mylonitic foliation surfaces (Pl. IV, 2). This indicates synchronous development of boudinage structures in ductile shear zones during strain partitioning ( $D_2$  phase).

The development of  $S_2$  foliation and also younger  $S_3$  foliation is accompanied locally (?) by shear bands formation. This non-penetrative, mylonitic foliation so-called the "cisaillement" zones or the C-planes (Berthé *et al.* 1979) can be recognized on cut rock samples. The  $S_3$  axial plane foliation developed in zones of shortening and shearing while  $C_2$  mylonitic planes can be formed only in zones of intense shearing strain. Similar mechanisms of development of  $S_3$  axial plane foliation and  $C_3$  mylonitic bands acted during the  $D_3$  phase in strain partitioning conditions.

Importance of ductile shearing strain during the  $D_2$  and  $D_3$  deformation phases is indicated also by the presence of sheath folds (Carreras *et al.* 1977; Quinquis *et al.* 1978). Hinges of the  $F_2$  folds, originally of slight curvature, underwent rotation and modification due to pulling out along extension direction in shear zones, and, consequently sheath folds were formed (Fig. 7).

The  $D_2$  deformation phase was not much different with respect to orientation, intensity and morphology of structures from the  $D_3$  deformation event. Therefore, it is very difficult to distinguish between the structures developed during the  $D_2$  and  $D_3$  phases. This does not refer to places, where there is clear superposition of the  $F_3$  folds upon the  $F_2$  folds (Fig. 8: Pl. V, 3; VIII, 5; XIV, 1, 4).

#### THIRD DEFORMATION PHASE - $D_3$

The  $D_3$  deformation event is responsible for the formation of numerous mesofolds of various morphology and size (Pl. VI, 1; VII, 1, 2; VIII, 1, 2; IX, 1, 2). Ptygmatic, polyclinal, convolute, and disharmonic  $F_3$  folds were formed in folded migmatites and strongly migmatized gneisses (Pl. VI, 3; VII, 1, 2, 3; VIII, 1, 2; IX, 1, 2; X, 1, 3, 6). Concordant leucosome lamina following the mimetically penetrative foliation indicate that migmatization began with the  $F_3$  folds development (Pl. I, 2; VII, 1; VIII, 1, 2). The  $D_3$  deformational stage resulted also in local formation of open, broad and asymmetric  $F_3$  folds (Pl. XII, 2, 3; XIII, 1, 2, 3; XIV, 1, 2, 3).

$S_3$  axial plane foliation appears locally as abundant leucosome lamina of variable thickness (Pl. VIII, 2; XII, 1, 3). Sometimes along the  $S_3$  axial planes of  $F_3$  folds or parallel to them pegmatitic veins and homophanous rock zones occur (Pl. XII, 2, 3, 4). The homophanous rocks constituted the areas, which were not deformed during the  $D_4$  event. This phenomenon can be successfully explained by strain partitioning model.

$S_3$  axial plane foliation appears in the forms of shear bands also (Pl. IX, 1; X, 1, 3, 5). Sometimes coplanar leucosome lamina developed in the zones of ductile shearing.

The result of structural studies indicate that mylonitization is characteristic for all the deformation events of the Góry Sowie unit, however, with different intensity in the

particular parts of the unit. Some of ductile shear zones developed during the  $D_3$  phase (Pl. VII, 2; IX, 1, 2; X, 1, 3). Shear bands (C-planes) are parallel to leucosome lamina in gneissic protomylonites (Pl. XVII, 2). The ductile shear zones are often marked by sillimanite and quartz-sillimanite nodules and streaks (Pl. XVI, 1, 2). Sillimanite aggregates are often oblique to the penetrative foliation, especially in the zones of ductile shearing (Pl. X, 5; XVI, 2). Majority of sillimanite and sillimanite-quartz bands (Pl. XVI, 3, 4) were formed as a result of transformation and recrystallization of older sillimanite aggregates in the presence of potassium during the  $D_3$  phase. The sillimanite and quartz-sillimanite lamina and nodules, like the  $C_3$  mylonitic bands, underwent large, broad folding during the  $D_4$  deformation phase (Pl. XVI, 3; XVIII, 1, 2).

The increase in a shearing component value of strain partitioning lead to the increase in a number of mylonitic bands and also to the formation of ultramylonitic bands (Pl. XIX, 1). Small dilatation have been noticed among anastomosing systems of ductile shear zones (Pl. XIX, 2). The development of the  $C_3$  ductile shear zones brought about almonds structures formation, necking of the penetrative foliation (Pl. XX, 2), and the further modification of boudinages (Pl. XX, 3). The formation of  $C_3$  shear zones influenced also further development of sheath folds (Pl. X, 2; XI, 1, 2).

Spatial orientation of  $F_3$  fold axes, like  $L_3$  mineral lineation, show higher variety than the  $F_2$  fold axes. This orientation variability of the  $F_3$  fold axes resulted from high mobility of deformed material (migmatitization), volume changes, rheologic heterogeneities, and variable components of strain partitioning.

#### FOURTH DEFORMATION PHASE - $D_4$

The  $D_4$  deformation event took place in retrogressive conditions and locally folded penetrative foliation.  $F_4$  mesofolds are open and broad structures (Pl. II, 4; V, 3; VII, 3), often overprinted upon the  $F_3$  folds (Fig. 9 and 10).  $S_4$  axial planes of the  $F_4$  mesofolds are often marked by fractures, sometimes fracture cleavages, and also brittle-ductile shear zones (Fig. 12 and 13). The  $F_4$  folds developed sometimes simultaneously with pegmatitic veins (Fig. 11), or rarely with granitoid veins (Pl. XXI, 1, 2). Both the  $C_4$  brittle-ductile shear zones and pegmatite veins were refolded locally by  $F_5$  folds (Fig. 13 and 14).

#### FIFTH DEFORMATION PHASE - $D_5$

Few, open, large  $F_5$  folds were developed during this deformation event (Fig. 13 and 14). These folds could have locally been related to necking and thinning processes of pegmatitic veins (Pl. XXII, 3) and the formation of boudinages in amphibolites (Pl. XXII, 2). Thin granitoid veins were also sporadically refolded by the  $F_5$  folds (Pl. XXII, 1).

During the  $D_5$  deformation event, numerous fractures, joints and mesoscale faults, following structural discontinuities such as  $C_3$  and  $C_4$  shear zones were formed. During this stage deformation were developed numerous faults whose slip surfaces show prominent slickenside lineations (Pl. XXII, 4).

## MACROSCOPIC TECTONIC STRUCTURES

### ANALYSIS OF STEREOGRAMS

The investigated area has been divided into 10 structural domains (Fig. 2). For each domain, a contoured stereogram of

the penetrative, regional foliation (Fig. 15, 17, 19, 21, 23, 25, 27, 29, 31 and 33) and points stereogram of folds and lineations (Fig. 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 32 and 34) were

prepared. The stereograms of mylonitic, undivided foliations (Fig. 35 and 36), mesoscopic faults (Fig. 37), and fractures (Fig. 38) were also performed. Additionally a synopsis of penetrative foliation attitudes data has been presented in Table 1.

The main axial directions (I-order macrofolds), defined by  $\pi$ -axes of the best-developed of foliation distribution girdles plunge at medium angles towards the southeast, except the domains no. 3, 8 and 9. The  $\pi$ -axes of main macrofolds in general are parallel to the axes of  $F_2$  and  $F_3$  mesoscopic folds. These data indicate that the main macroscopic folds developed during the  $D_2$  and  $D_3$  deformation phases.

The axes orientation of less prominent macrofolds defined by  $\pi$ -axes of less prominent foliation distribution girdles (II-order macrofolds) is also parallel to the  $F_2$  and (or)  $F_3$  mesofolds attitude, except the domain no. 1 (Tab. 1; Fig. 43). The axes attitude differs usually from the one of the main macrostructures. This difference is a range of 20–30° (Tab. 1; Fig. 43).

On the basis of contoured stereograms of penetrative foliation the least marked (III-order) macrofolds were also distinguished. Their axes attitude is usually almost meridional, plunging shallowly north.

#### MACROSTRUCTURES OF AMPHIBOLITES

Amphibolitic bodies display a great variability in respect to size and geometry in the study area (Fig. 39, 40, 41, 42).

### STRUCTURAL DEVELOPMENT OF THE GÓRY SOWIE UNIT

Detailed synopsis of tectonometamorphic history of the Góry Sowie unit was given by Żelaźniewicz (1987). Outline of structural evolution of this unit is also presented in the Cymerman's articles (1987a, 1989).

Flysch-like sedimentary sequences (Fig. 44) was formed probably in the Upper Ryphean (Gunia 1981a, b, 1984, 1985) and underwent the first (recognised) deformation phase ( $D_1$ ) presumably during the Cadomian (Caledonian?) orogeny. During this  $D_1$  event the macrofolds,  $F_1$ , of north-south trends were formed. In mesoscale the regional foliation,  $S_1$ ,  $L_1$  mineral lineation, and rarely preserved  $F_1$  mesofolds developed. The Góry Sowie unit underwent progressive, synorogenic regional metamorphism ( $M_1$  to  $M_2$  events) up to amphibolite facies with Q-Plg-Ksp-Msc-Bio-Gr  $\pm$  Kya (Żelaźniewicz 1987).

The  $D_2$  deformation event started at elevated  $PT_x$  conditions during the  $M_3$  metamorphic processes and finished before the end of it (Fig. 51). The period of the progressive  $M_3$  metamorphism and the intense  $D_2$  deformation could have been related to the Variscan (Cymerman 1987a, b) or Caledono-Variscan orogeny.

Probably at the beginning of the  $D_2$  deformation phase, the Góry Sowie unit was detached at depth of some ten to twenty kilometres from the Cadomian (?) complexes of the Bohemian Massif (Stronie series of the Śnieżnik unit?) and displaced to the north at considerable depth. Detaching of the Góry Sowie nappe was related to obduction processes and wedging of ophiolitic thrust slices in the periphery of the

There is almost regular amphibolite macrolens in the area of the domain no. 1 (Fig. 3 and 41), while in the domain no. 3, the macrolens of a similar style but smaller and more variable petrographically occurs (Fig. 41). In the Mount Łysa Góra (domain no. 3) there is a system of macrolenses and a relict of the  $F_1$  (?) macroscopic fold (Fig. 39). The Owiesno macofold, composed of laminated amphibolites, is characterized by the south-eastern axis plunge and coplanar to medium attitude of the penetrative foliation axial plane (Fig. 40).

#### CHARACTERISTICS OF MACROSTRUCTURAL PATTERNS

Macrostructures defined by amphibolites are the only ones which arise from mapping. Therefore the analyses of contoured stereograms of penetrative foliation and the obtained on this basis attitude of the axial directions are of decisive character in recognition and interpretation of macroscopic structures (Tab. 1). It is likely that the domains no. 2, 3, 9 and 10 are the only places where the direction of main macrofolds axes was changed considerably from their regional trends (NW–SE) (Fig. 43).

The changes in orientation of fold axes can be explained by influence of either the tectonic slices (thrust sheets) of oceanic crust (the Ślęża ophiolite complex) underlying the Góry Sowie nappe (domains no. 9 and 10) or numerous and large amphibolite macrolenses and macrofolds (domains no. 2 and 3).

Bohemian Massif (Cymerman 1987a). Dismembered ophiolitic sequence influenced the structural evolution of the Góry Sowie unit (Fig. 46 and 47). Different thrust footwall topography, differential amounts of shortening along lateral ramps, and disturbances in frontal parts of tapering wedges seem to be the main reasons of variability of structural pattern in the Sowie Góry unit.

During the displacement of the Góry Sowie thrust sheet (nappe) to the north, the  $F_2$  folds were formed. Primary oriented in the west-east direction, they were rotated dextrally to NW–SE axial trends (Fig. 48). Differential strike-slip movements between ophiolitic tapering wedges or flakes brought about the dextral rotation of the  $F_2$  fold axes in the overlying Góry Sowie nappe. Near the footwall of this nappe, wedging, décollements, thinning, tilting, rotation, and displacement of ophiolitic fragments took place in the ductile shear zones (Fig. 48).

Due to tectonic thickening and the increase of density of rocks sequences (ophiolitic complex), burying of the Góry Sowie unit took place during the  $D_3$  deformation phase and  $M_4$  metamorphic event (Fig. 49, 51), which was most intense in its eastern part. Then the  $F_3$  folds were formed, the axes of which plunge towards SE. Later the intense uplifting of the Góry Sowie unit together with underlying ophiolitic wedges (flakes) started (Fig. 50). The  $D_4$  and  $D_5$  deformation phases took place during the retrogressive stage of the  $M_5$  regional metamorphic event (Fig. 51).

### CONCLUSIONS

1. Penetrative, regional foliation and related mineral lineation are polygenic, complex structures. The regional  $S_1$  foliation developed during the  $D_1$  deformation phase and due

to subsequent transposition and reactivation resulted in the  $S_2$  and  $S_3$  foliation development.

2. The formation of the intrafolial, rootless  $F_1$  mesofolds



as well as characteristic calc-silicate lenses took place due to interaction of various components of strain partitioning during the  $D_1$  phase.

3. During the  $D_2$  deformation phase numerous  $F_2$  mesofolds,  $S_2$  transpositional foliation (with or without fibrolite aggregates), boudinages, and ductile  $C_2$  shear zones were developed.

4. Role and importance of shearing processes during the  $D_2$  and  $D_3$  deformation phases is evidenced by the presence of  $C_2$  and  $D_3$  ductile shear zones and sheath folds. There is some evidence of shearing processes during the  $D_4$ , and  $D_5$  phases too.

5. Strain partitioning was responsible for the formation of great variety of tectonic structures, from microscopic to meso- and macroscale, such as folds, mylonitic zones, boudinages, and porphyroblasts during one phase.

6. The  $D_2$  deformation event did not differ considerably from the  $D_3$  phase in respect to metamorphic environments, regional stresses and deformation mechanisms. The similar attitudes and morphology of  $F_2$  and  $F_3$  mesofolds are in favour of this suggestion.

7. The  $S_3$  axial plane foliation appears often as a system of leucosome lamina or as homophanic gneisses bands or zones. Gneisses underwent anastetic homophanization during the  $D_3$  phase in zones of pressure shadows.

8. Earlier sillimanite generation is related to the formation and reactivation of penetrative foliation during the  $D_2$  deformation phase. Younger sillimanite generation (sillimanite-quartz nodules) developed in connection with the  $C_3$  ductile shear zones during the  $D_3$  phase.

9. The main axial directions of macrofolds are defined by the  $\pi$ -axes of foliation distribution plunging to the SE and are coincident with the  $F_2$  and  $F_3$  mesofolds axes as well as

undivided mineral lineations ( $L_2 + L_3$ ). This suggests that the main macrofolds developed during the  $D_2$  and (or)  $D_3$  deformation events.

10. Macroscopic lenses and macrofolds (Łysa Góra and Owiesno ones) of amphibolites played an important part in structural evolution of the Sowie Góry unit. These amphibolite bodies influenced orientation of folds axes, particularly in the vicinity of Bielawa.

11. Foliation attitude data enabled to discover least marked (III-order) macrostructures, which can be "ghosts" of the  $F_1$  macrofolds. The relicts of the  $F_1$  macrofolds are only preserved in eastern, and probably in northern and southwestern parts of the study area.

12. The majority of macrostructures were formed probably during the  $D_2$  phase and had W-E axial trend that time. Later, during the  $D_3$  phase, they were rotated to the NW-SE direction. During this deformation phase, new  $F_3$  macrofolds with axes plunging towards SE were formed.

13. The dextral rotation of the  $F_2$  folds was caused by differential displacements of flakes and imbrications under the Góry Sowie unit. These flakes (wedges) comprise tectonically sliced and dismembered fragments of ocean crust (the Ślęza ophiolite).

14. The plunge of the  $F_2$  and  $F_3$  folds towards SE was strongly related to faster subsidence of the Góry Sowie nappe in eastern and south-eastern parts than in its western part.

15. Main deformation phases ( $D_2$  and  $D_3$ ) in the Góry Sowie unit were connected to thrust tectonics and synorogenic regional metamorphism during the Variscan or Caledono-Variscan orogeny.

*Translated by Maria Mastalerz*

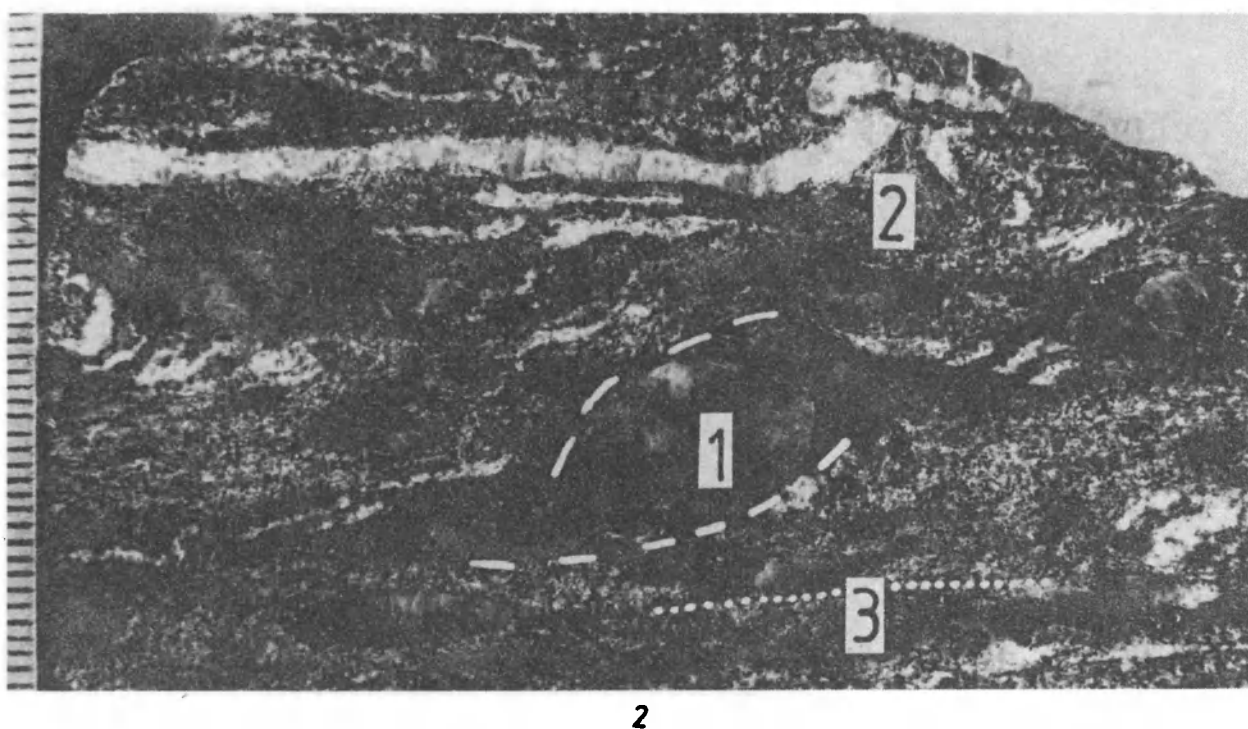
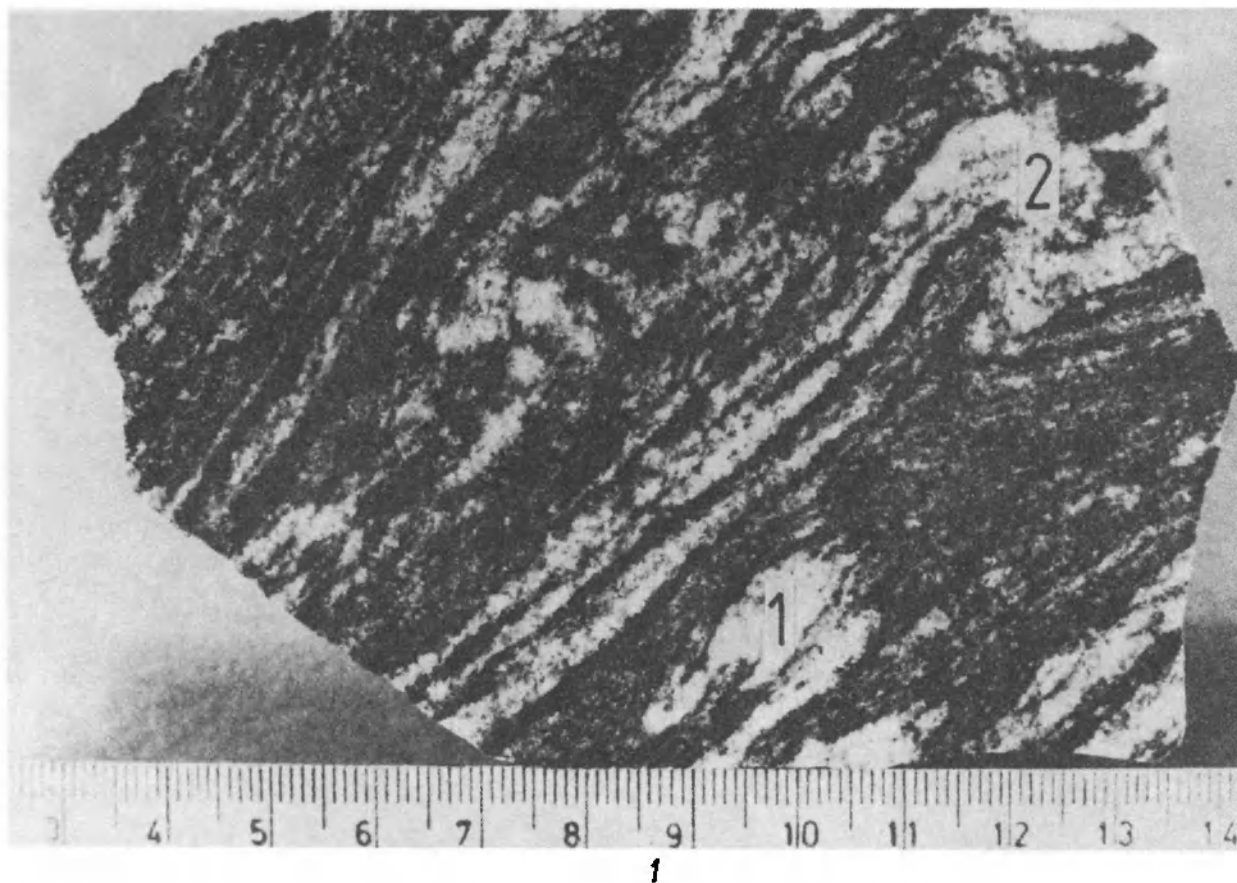
## PLANSZA I – PLATE I

1. Reliktowe fałdy  $F_1$  o pogrubionych przegubach i wycienionych lub wytartych całkowicie skrzydłach (1). Podobne fałdy śródfoliacyjne  $F_1$  występują w soczewie „opływanej” przez foliację  $S_2$ , która była lokalnie zafałdowana (2), tworząc wąskopromienny fałd  $F_3$ . Skala w cm. Góra Długa; domena 5

Relict  $F_1$  folds with thickened hinges and thinned or attenuated limbs (1). The same intrafolial  $F_1$  folds occur in a lense flown around by the  $S_2$  foliation, which were locally folded (2), forming the tight  $F_3$  fold. Scale in cm. The Mount Góra Długa; domain no. 5

2. Prawoskrętnie zrotowane oczka kwarcowo-skalieniowe (1), które przypominają swoim wyglądem śródfoliacyjne fałdy  $F_1$  (por. zdjęcie 1). Zafałdowanie laminy leukosomu (2) w formę prawie izoklinalnego fałdu  $F_3$  o powierzchni osiowej prawie równoległej do foliacji (3), która jest wyznaczona przez agregaty syllimanitowo-kwarcowe. Podziałka w milimetrach. Wzgórze 323,7 m n.p.m., na północ od Owiesna; domena numer 7

Dextrally rotated quartz-feldspar augens (1) reminding intrafolial  $F_1$  folds (compare to photo 1). Leocosome lamina forming the isoclinal  $F_3$  fold with the axial plane oriented almost parallel to the penetrative foliation (3). The axial plane is defined by syllimanite-quartz aggregates. Scale in mm. A hill of 323.7 m in height (above sea-level); domain no. 7



Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

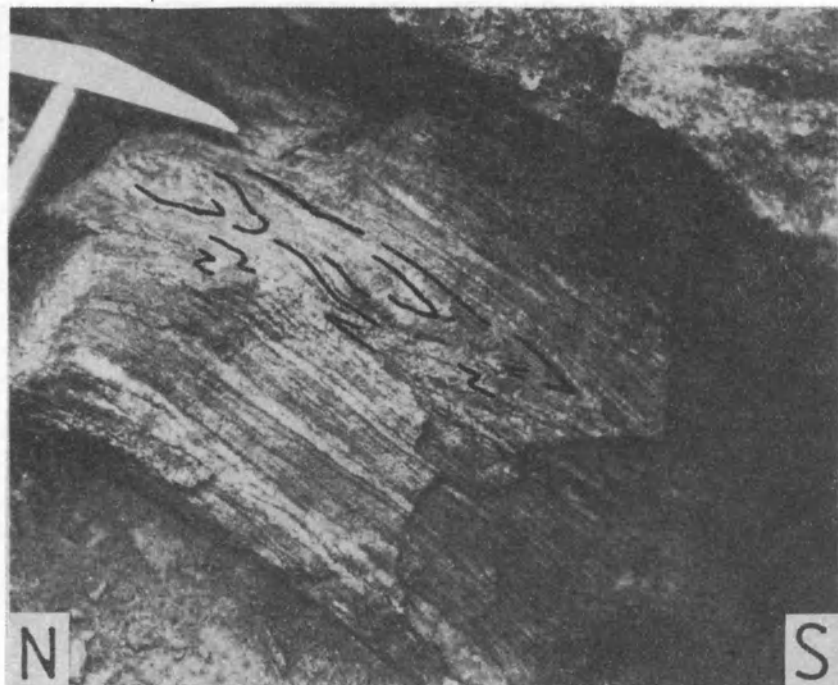
## PLANSZA II – PLATE II

1. Mezofałdy  $F_2$  wąskopromienne o powierzchniach osiowych prawie horyzontalnych i niezgodnie zorientowanych względem penetratywnej foliacji  $S_1$ , która zapada ku południowi. Wśród fałdów  $F_2$  zachowane są również izoklinalne fałdy  $F_1$  o powierzchniach osiowych równoległych do foliacji  $S_1$ . Wzgórze 352,6 m n.p.m., Bielawa; domena nr 3

Tight  $F_2$  mesofolds with axial planes almost horizontal and discordant in respect to the  $S_1$  penetrative foliation, which dips towards the south. Among  $F_2$  folds, there are also isoclinal  $F_1$  folds with axial planes parallel to the  $S_1$  foliation. A hill of 352.6 m in height (above sea-level); Bielawa; domain no. 3
2. Mezofałdy wąskopromienne  $F_2$  o zróżnicowanej geometrii (1) i przełożone przez fałd  $F_4$  (2), który charakteryzuje się prawie horyzontalną powierzchnią osiową  $S_4$ . Myśliszów; wzgórze 386,5 m n.p.m., domena nr 3

Tight  $F_2$  mesofolds of variable styles (1) refolded by the  $F_4$  fold (2) with the almost horizontal  $S_4$  axial plane. Myśliszów; the hill of 386.5 m in height (above sea-level); domain no. 3
3. Fałdy  $F_2$  o zmiennej morfologii. Obok fałdu o ostrym, kątowym przegubie (1) występują także fałdy  $F_2$  o owalnych, koncentrycznych formach przegubów (2). W dolnej części zdjęcia znajduje się fałd  $F_4$  o prawie pionowej powierzchni osiowej  $S_4$  (3). Myśliszów; wzgórze 432,4 m n.p.m.; domena nr 6

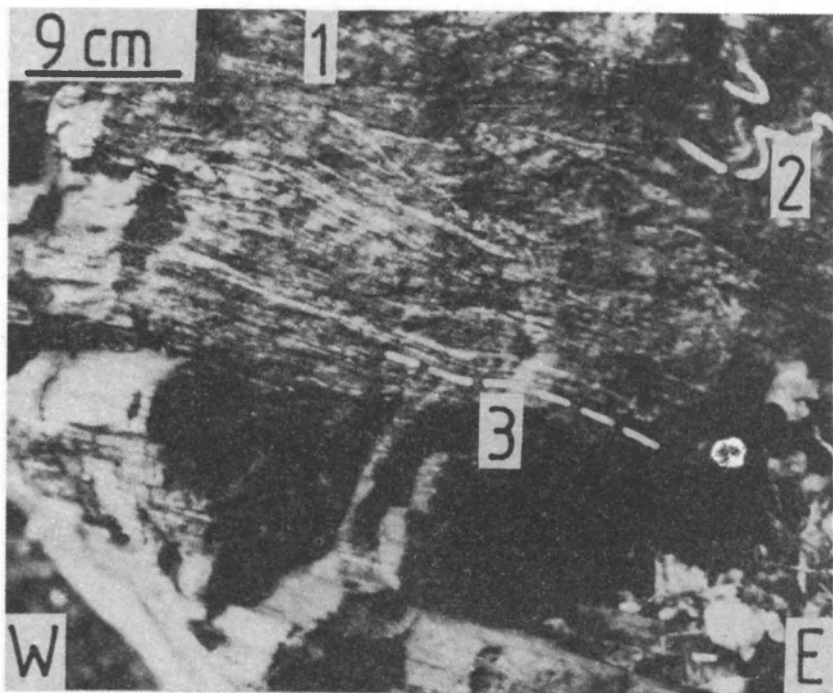
$F_2$  folds of variable morphology. Except for the  $F_2$  fold of a sharp hinge (1) there are also  $F_2$  folds with oval, concentric hinges (2). In the bottom part of photo, the  $F_4$  fold with an almost vertical axial plane ( $S_4$ ) occurs (3). Myśliszów; the hill of 432.4 m in height (above sea-level); domain no. 6



1



2



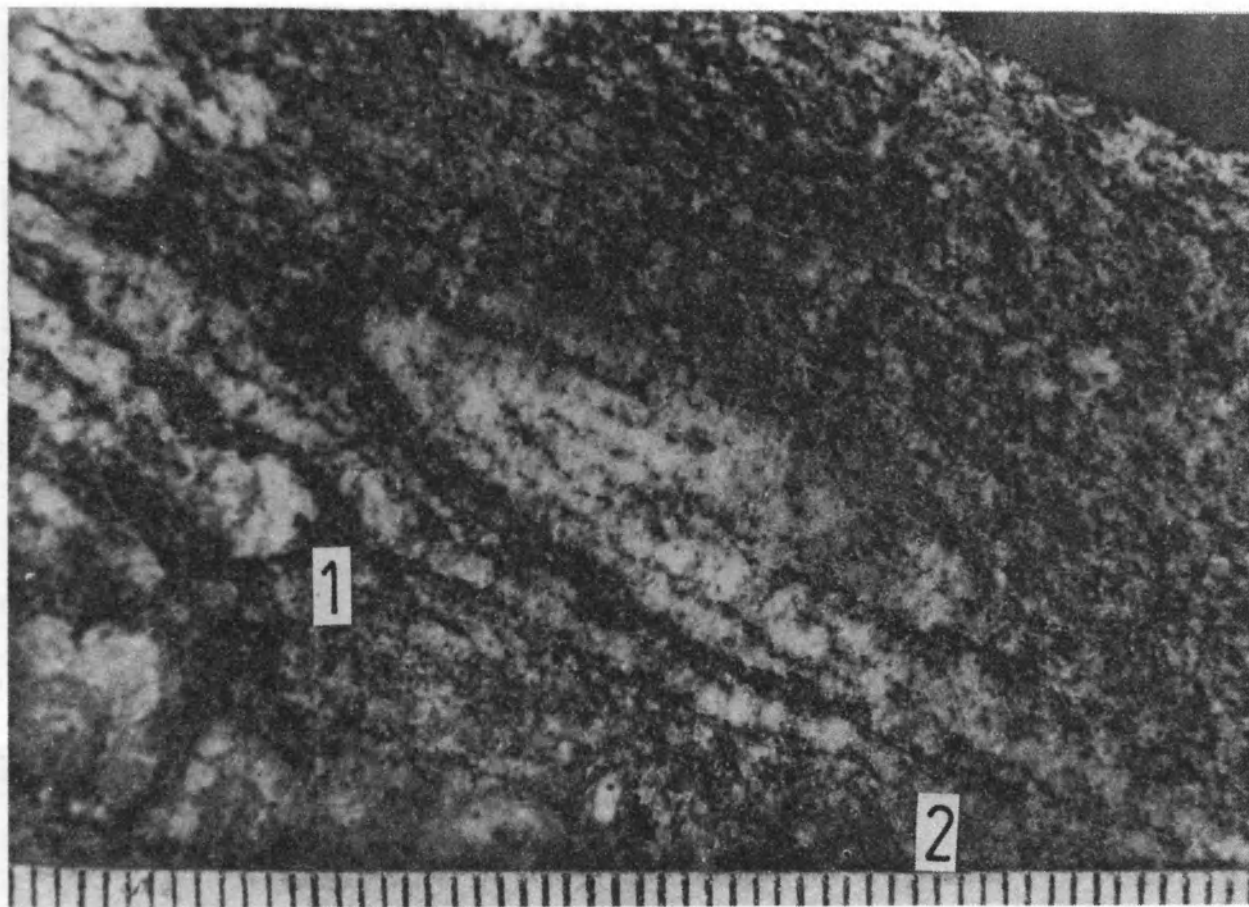
3

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety

Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

### PLANSZA III – PLATE III

1. Typy mezofałdów  $F_2$  według morfologicznej klasyfikacji Hudlestona (1973): fałd klasy 5B (1) i fałd klasy 4E (środek zdjęcia). Zauważ w dolnej części zdjęcia niezgodne przecinanie penetratywnej foliacji przez warstwę nebulitu (migmatytu homofanicznego) (2). Wkop badawczy na północ od drogi Owiesno–Piława Górna; domena nr 10. Podziałka w milimetrach  
Types of  $F_2$  mesofolds according to Hudleston's morphological classification (1973): the fold of 5B (1) and 4E (the middle part of photo). Note in the bottom part of the photo cutting penetrative foliation by a nebulite layer (homofanic migmatite) (2). A test pit, towards the north of Owiesno–Piława Górna road; domain no. 10. Scale in mm
2. Przykład soczewki skały wapienno-krzemianowej z gnejsów warstewkowych. Skala w cm. Wkop badawczy na NE od drogi Kietlice–Bielawa; domena nr 6  
Example of calc-silicate rocks lens in layered gneisses. Scale in cm. A test pit, towards the NE of Kietlice–Bielawa road; domain no. 6



1



2

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

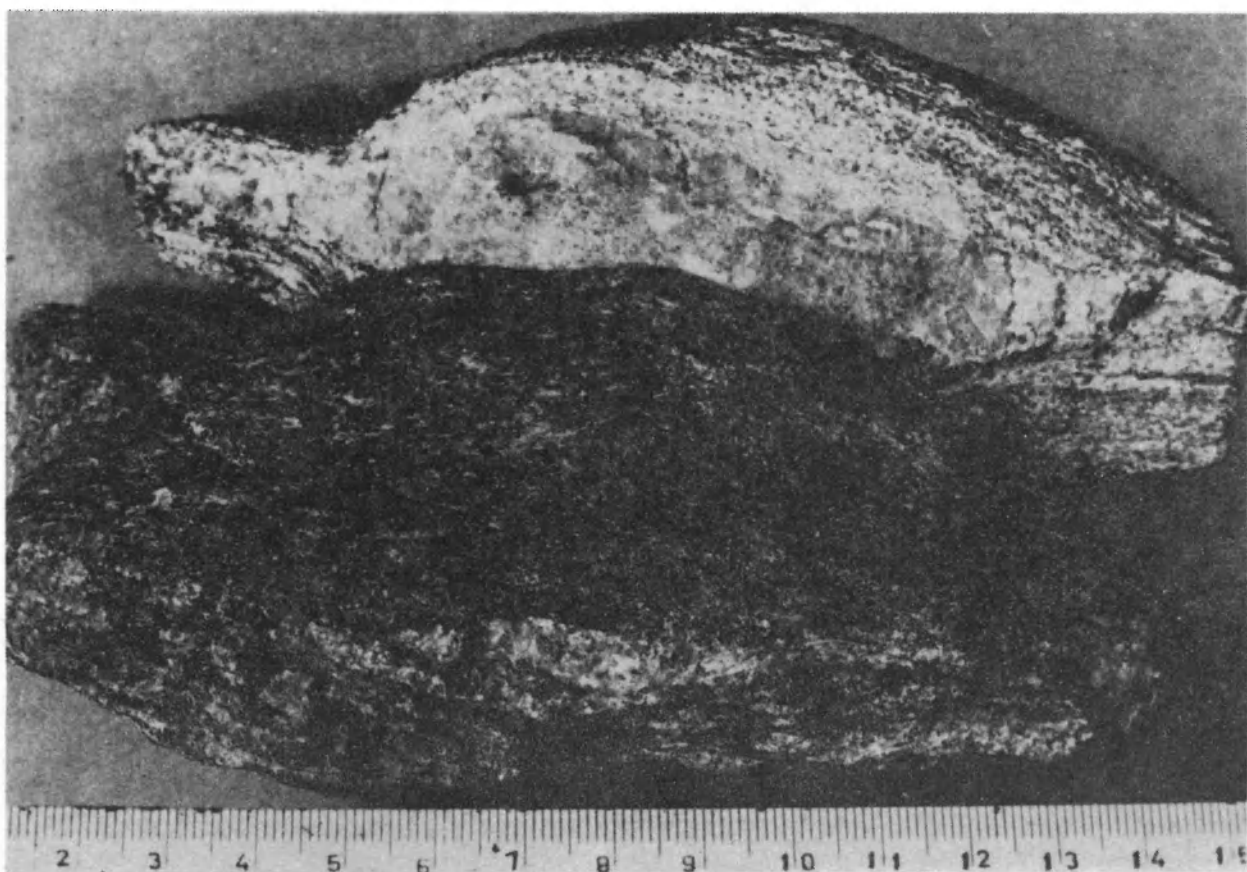
#### PLANSZA IV – PLATE IV

1. Zrotowana lewoskrętnie mezobudina skały wapienno-krzemianowej. Zauważ cieniutkie smużki mylonityczne typu shear bands w gnejsach warstewkowych, które otaczają budinę. Skala w cm. Bielawa; Góra Parkowa; domena nr 4  
Mesobudin of calc-silicate rocks rotated sinistrally. Note thin shear bands in layered gneisses. Scale in cm. Bielawa; the Mount Góra Parkowa; domain no. 4
2. Ta sama próba co powyżej w ujęciu 3-wymiarowym. Największa oś wyciągnięcia mezobudiny jest równoległa do orientacji lineacji z rozciągania, która wykształcona jest na powierzchniach foliacji mylonitycznej „opływającej” budinę. Skala w cm  
The same sample from three dimensions. The longest axis of mesoboudin elongation is oriented parallelly to mylonitic lineation. Scale in cm





1

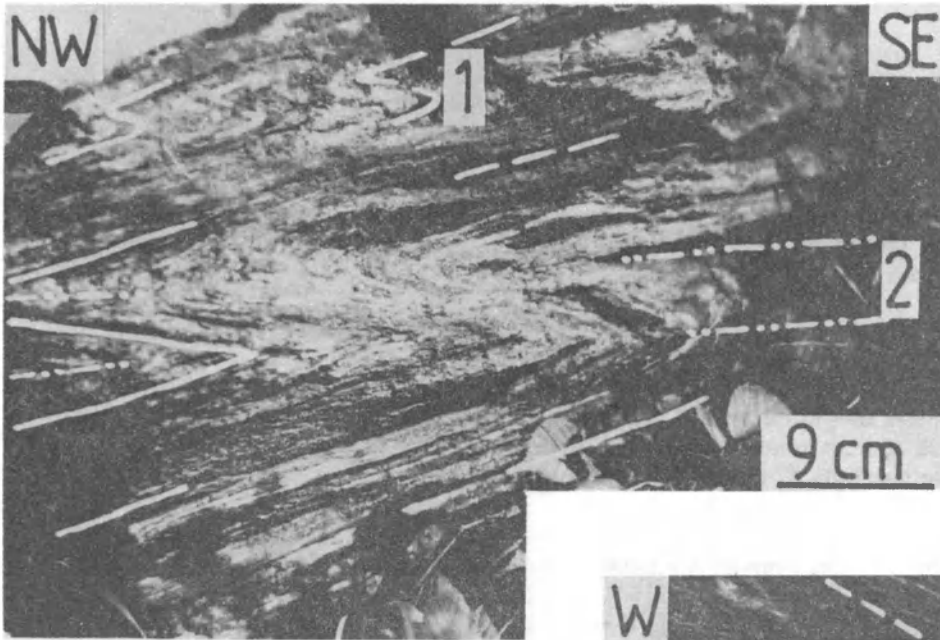


2

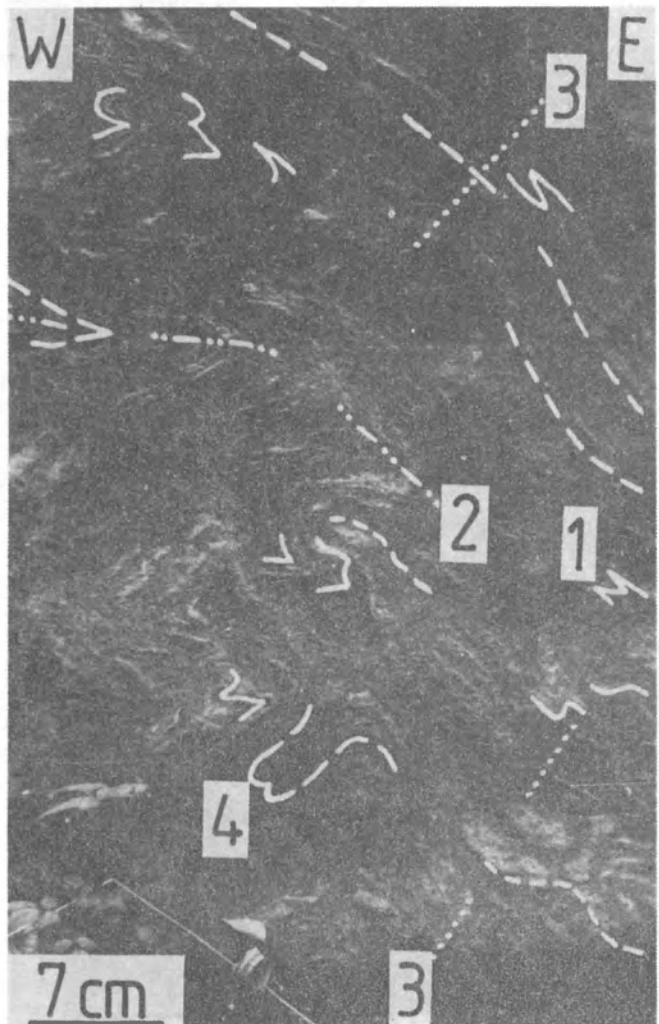
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA V – PLATE V

1. Fałdy wąskopromienne  $F_2$  zafałdowujące foliację  $S_1$ . Fałdy II-rzędu  $F_2$  (1) na skrzydle górnym głównego fałdu  $F_2$ . Powierzchnie osiowe  $S_2$  fałdów  $F_2$  są planarne i względem siebie równoległe (2). Kietlice; wzniesienie 426,0 m n.p.m., domena nr 8  
Tight  $F_2$  folds deforming  $S_1$  foliation. II-order  $F_2$  folds (1) on the upper limb of the main  $F_2$  folds.  $S_2$  axial planes of the  $F_2$  folds are planar and parallel (2). Kietlice; the hill of 426.0 m in height (above sea-level); domain no. 8
2. Fałd wąskopromienny  $F_2$  o zaokrąglonym przegubie i stromej powierzchni osiowej  $S_2$ . Bielawa; Góra Parkowa; domena nr 4  
Tight  $F_2$  fold of a roundish hinge and the almost vertical  $S_2$  axial plane. Bielawa; Góra Parkowa; domain no. 4
3. Mezofałdy  $F_2$  izoklinalne (1) i wąskopromienne (2) przefałdowane przez zespół mezofałdów  $F_3$  (4) o podobnym morfologicznym wykształceniu oraz młodsze fałdy  $F_4$  otwarte i szerokopromienne (3). Powierzchnia osiowa  $S_2$  fałdu  $F_2$  (2) jest zafałdowana w takim samym stylu, jak fałdy  $F_4$  (w górnej, prawej części zdjęcia). Zauważ, że powierzchnia osiowa mezofałdów  $F_3$  (4) jest prawie współplanarna do powierzchni osiowej  $S_4$  fałdów  $F_4$  (linia kropkowana – 3). Bielawa; odsłonięcie około 500 m na wschód od Góry Parkowej; domena nr 3  
Isoclinal (1) and tight (2)  $F_2$  mesofolds overprinted by  $F_3$  mesofolds (4), which are morphologically similar, and by the younger, open and broad  $F_4$  folds (3). The  $S_2$  axial plane of tight  $F_2$  folds (2) is folded similarly as open  $F_4$  folds (upper, right part of the photo). Note that the axial plane ( $S_3$ ) of  $F_3$  folds (4) is almost coplanar to the  $S_4$  axial planes of  $F_4$  folds (dotted line – 3). Bielawa: a outcrop. 500 m eastwards of Góra Parkowa: domain no. 3



1



3



2

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

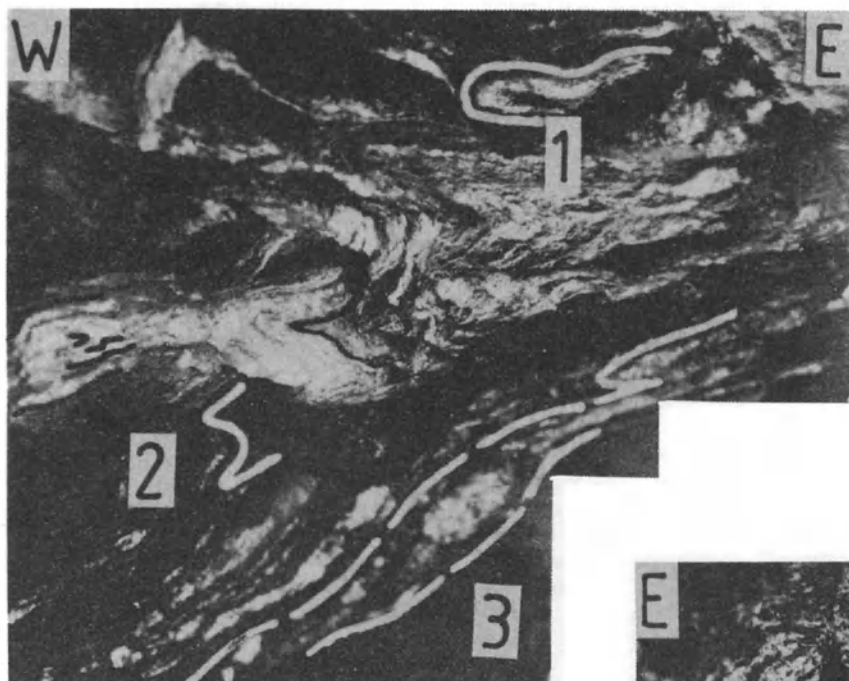
## PLANSZA VI – PLATE VI

1. Prawie izoklinalny fałd  $F_2$  (1) prześladowany przez fałd  $F_4$  o bardzo stromym upadzie powierzchni osiowej  $S_4$ . Fałd  $F_2$  charakteryzuje się równoległą orientacją osi względem osi fałdów  $F_3$ . Fałdy  $F_3$  wykazują dużą zmienność form geometrycznych (2). W dolnej części zdjęcia występują silnie wyciągnięte soczewki leukosomu (3), które zafaldowane są przez szerokopromienne fałdy  $F_5$  o powierzchniach osiowych  $S_5$  zapadających ku wschodowi. Owiesno; wzgórze 385,0 m n.p.m., domena 10

Almost isoclinal  $F_2$  fold (1) overprinted by the  $F_4$  fold of the approximately vertical  $S_4$  axial plane. The  $F_2$  fold is coaxial to the  $F_3$  folds, which are characterized by a great variability of geometrical forms (2). In the bottom part of the photo there are strongly elongated leucosome lenses (3) overprinted later by the blunt  $F_5$  folds with axial planes ( $S_5$ ) dipping towards the east. Owiesno; the hill of 385.0 m above sea level; domain no. 10
2. Wąskopromienne mezofałdy  $F_2$  o osiach równoległych do lineacji mineralnej (zgodnie z ułożeniem ołówka). Piława Górna; odstąpienie około 1 km na N od domeny nr 10

Tight  $F_2$  mesofolds with axial orientation parallel to mineral lineations (following pencil). Piława Górna; a outcrop, 1 km northwards of a domain no. 10
3. Dysharmonijne mezofałdy  $F_3$  w migmatycie fałdowym. Zauważ zmienną orientację powierzchni osiowych  $S_3$  fałdów  $F_3$ : prawie pionowa (1) oraz zbliżona do horyzontalnej (2). Owiesno; wzgórze 385,0 m n.p.m., domena nr 10

Dysharmonic  $F_3$  mesofolds in folded migmatite. Note the variable orientation of the  $S_3$  axial planes of  $F_3$  folds: almost vertical (1) and almost horizontal (2). Owiesno; outcrop at a hill 385 m a.s.l.; domain no. 10



1



3

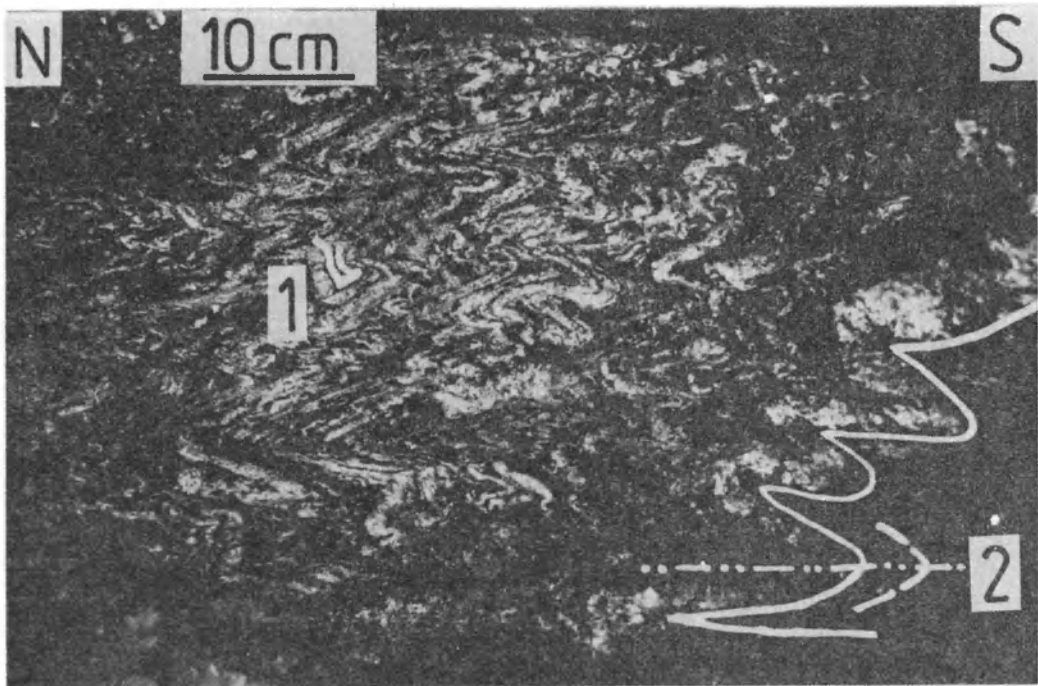


2

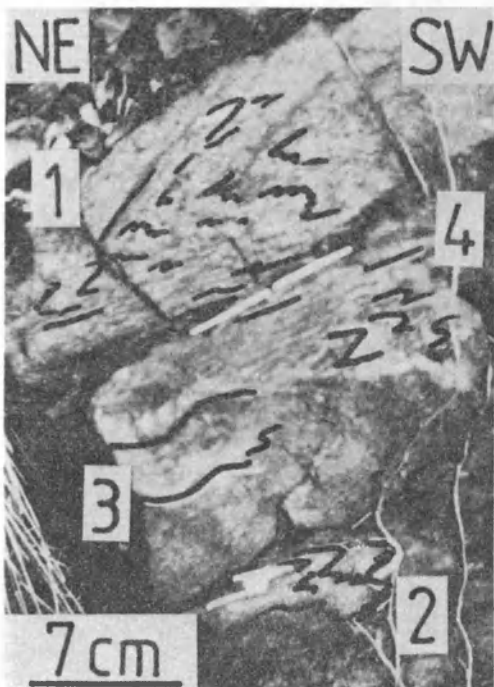
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA VII – PLATE VII

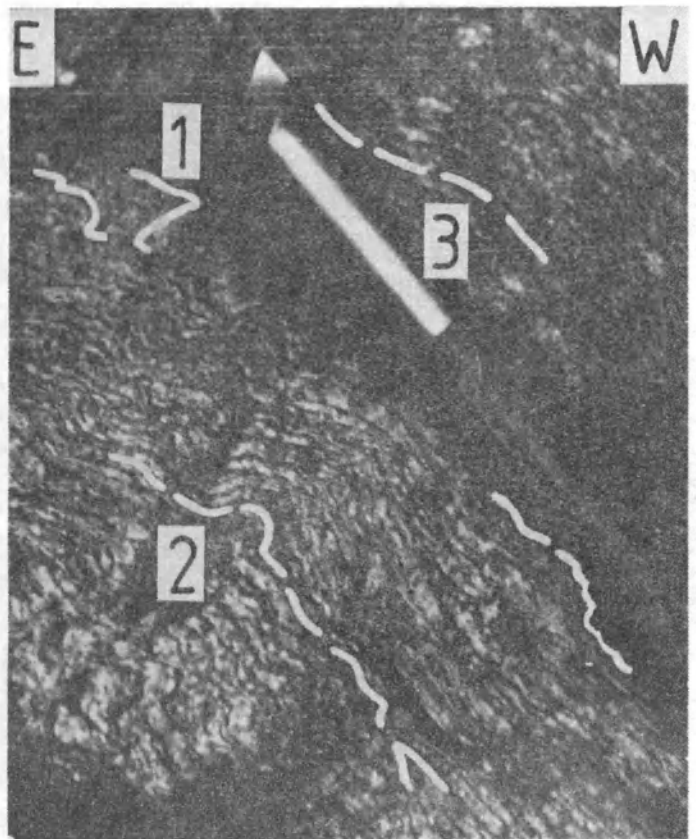
1. Typowe fałdy  $F_3$  w migmatycie fałdowym. Struktura interferencyjna (1) powstała w wyniku nałożenia się systemu fałdów  $F_3$  na izoklinałny fałd  $F_2$ . W prawej części zdjęcia – fałd ptygmatytowy powstały w wyniku zafaldowania grubej warstwy leukosomu i o powierzchni osiowej  $S_3$  zapadającej ku wschodowi (2). Owiesno; wzgórze 385,0 m n.p.m., domena 10  
Typical  $F_3$  folds. Interference of  $F_3$  folds with  $F_2$  isoclinal fold (1). On the right – a ptygmatic fold ( $F_3$ ) formed due to folding of a thick leucosome band. Its axial plane dips towards the east (2). Owiesno; hill 385.0 m a.s.l.; domain no. 10
2. Fałdy wąskopromienne (1) i ptygmatytowe  $F_3$  (2) o powierzchniach osiowych  $S_3$  równoległych do foliacji mylonitycznej (4), która zapada ku wschodowi pod kątem  $55^\circ$ . (3) młodsze mezofałdy  $F_4$ . Myśliszów; wzgórze 374,8 m n.p.m., domena nr 6  
Tight (1) and ptygmatic  $F_3$  folds (2) with  $S_3$  axial planes parallel to mylonitic foliation (4) dipping towards the east with  $55^\circ$  angle. (3) younger mesofolds  $F_4$ . Myśliszów; hill 374.8 m a.s.l.; domain no. 6
3. Mezofałdy  $F_3$  (1) przefaldowane przez młodsze systemy fałdowe. Fałdy  $F_4$  otwarte, asymetryczne o wergencji ku W oraz fałdy szerokopromienne, symetryczne (3) i fałdy załamowe (2) charakteryzują się powierzchniami osiowymi stromo zapadającymi ku wschodowi. Bielawa; północne zbocze Góry Parkowej; domena nr 4  
 $F_3$  mesofolds (1) overprinted by the younger fold generation. Open, asymmetric folds ( $F_4$ ) with W vergence and blunt, symmetric (3) and kink-band (2) folds – the axial planes of which are steeply dipping towards the east. Bielawa; northern slope of the Mount Góra Parkowa; domain no. 4



1



2



3

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA VIII – PLATE VIII

1. Zafaldowania wąskopromienne  $F_3$  w migmatycie fałdowym. Stopniowe zanikanie zafaldowanej warstewki leukosomu ku górze (środek zdjęcia) w pobliżu zafaldowanej laminy leukosomu o stałej miąższości (prawa strona zdjęcia). Bielawa; południowe zbocze Góry Parkowej; domena nr 4

Tight  $F_3$  folds in folded migmatite. A folded leucosome lamina tends to disappear upwards (middle part of the photo). A folded leucosome lamina of constant thickness (the right part of the photo). Bielawa; southern slope of the Mount Góra Parkowa; domain no. 4

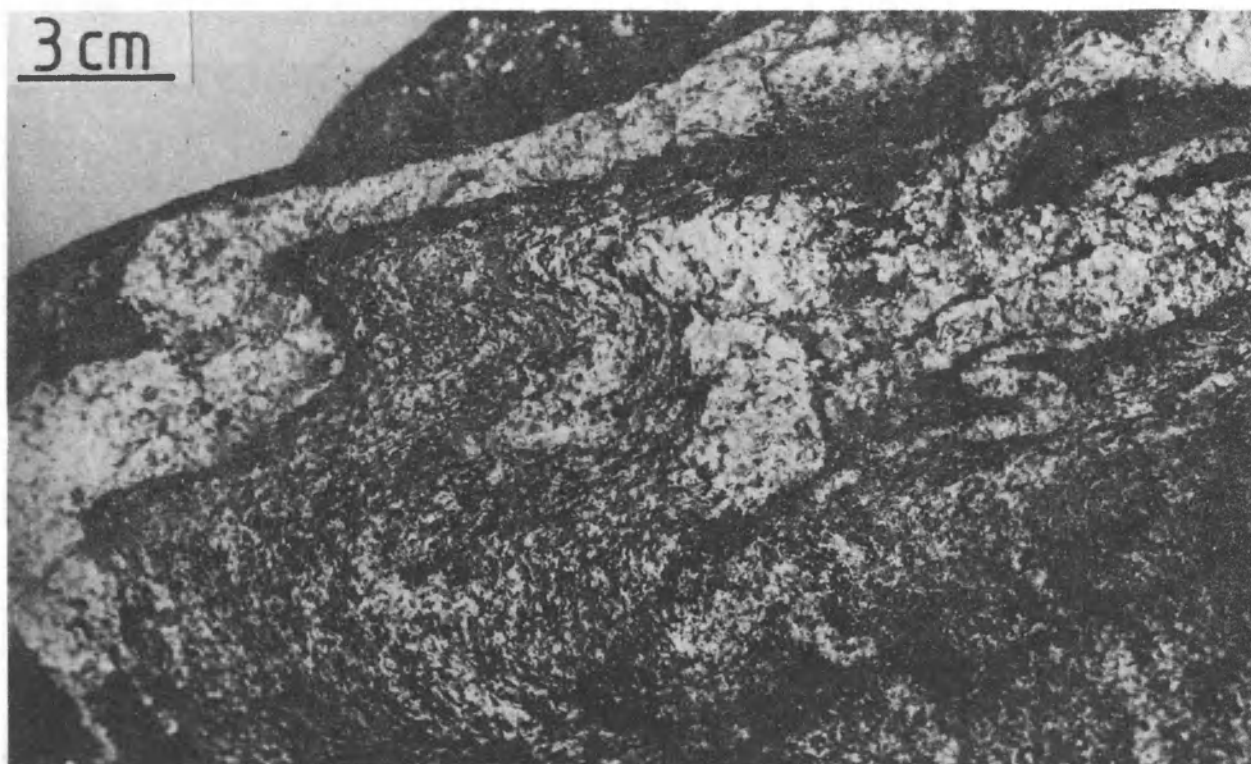
2. Przykład fałdów ptygmatytowych  $F_3$  w migmatytach. Zauważ izoklinalny S-kształtny fałd  $F_3$  (prawa część zdjęcia) obok warstewki leukosomu przecinającej penetratywną foliację  $S_{1+2}$  (tekstura dikjonitowa). Bielawa; Góra Parkowa; domena 4

An example of ptygmatic folds in migmatites. Note the isoclinal, S-shaped  $F_3$  fold (the right part of the photo) next to a leucosome lamina cutting the penetrative foliation  $S_{1+2}$  (diktyonitic texture). Bielawa; the Mount Góra Parkowa; domain no. 4





1

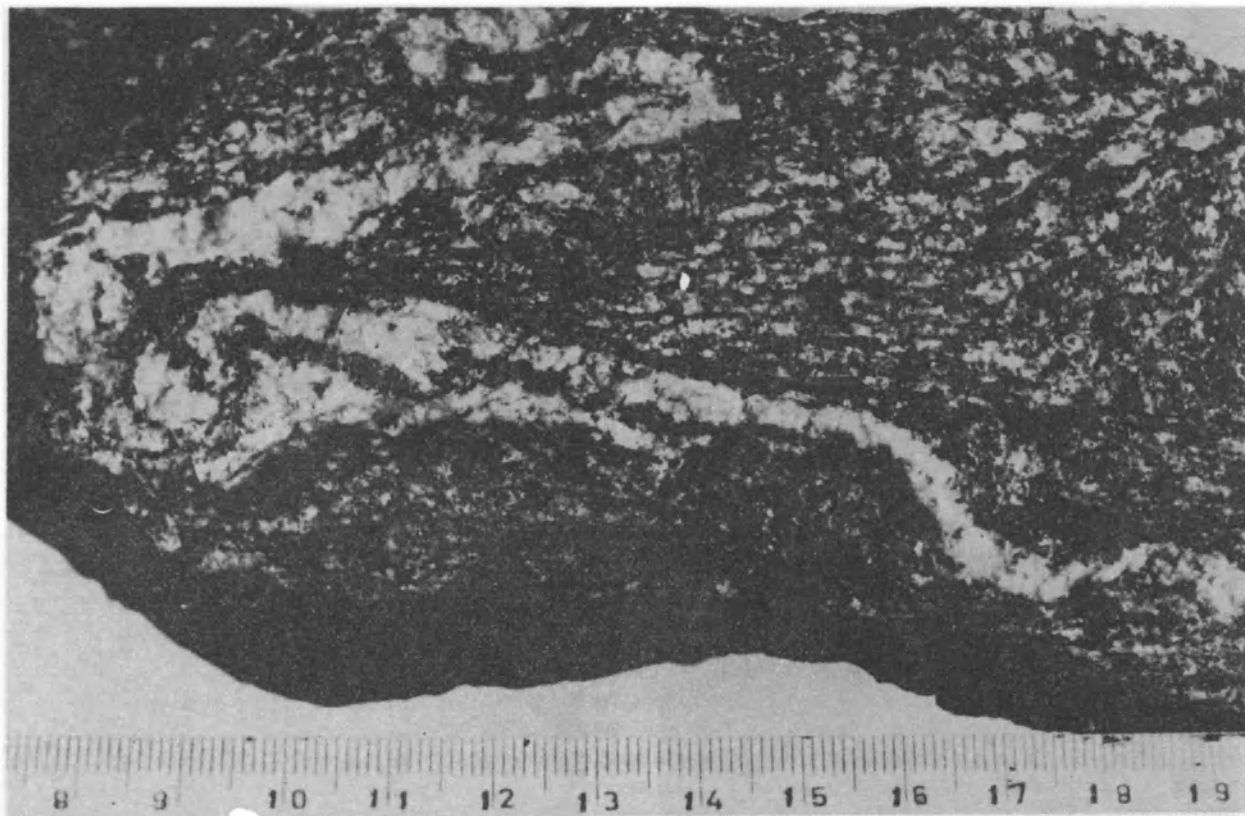


2

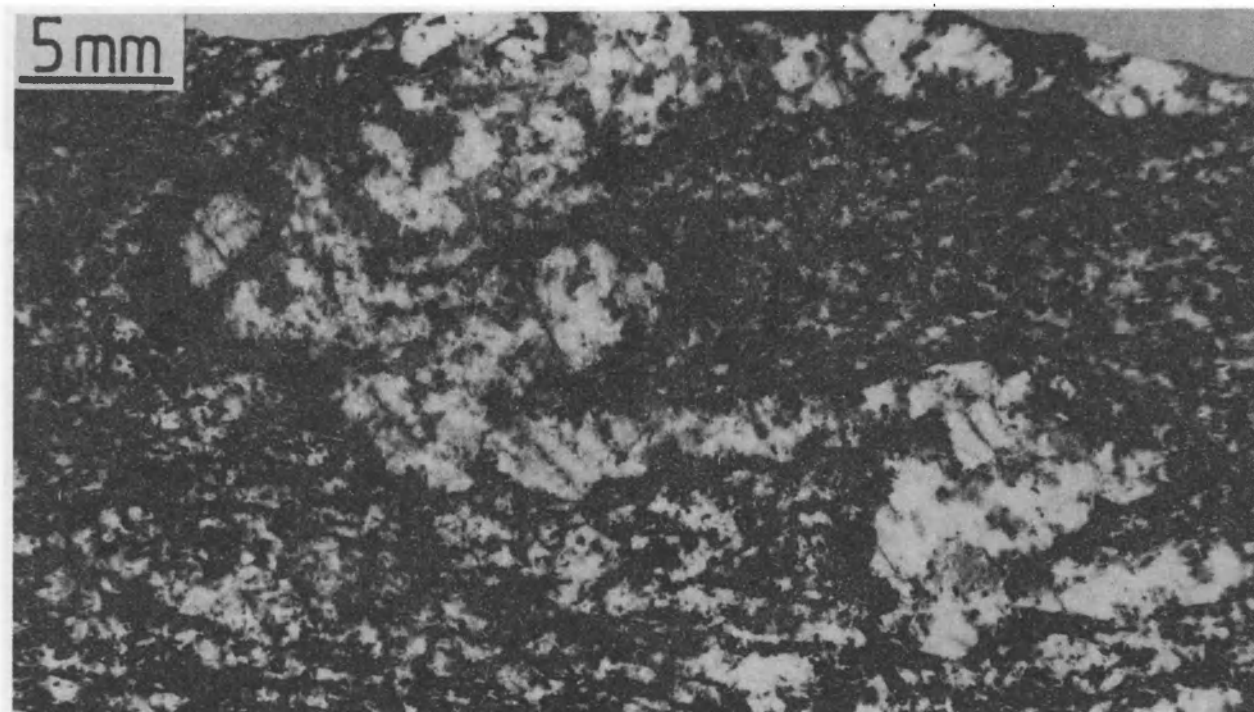
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

**PLANSZA 18 – PLATE IX**

1. Fałdy ptygmatytowe  $F_3$  powstałe w wyniku zafałdowania laminy leucosomu, przecinającej niezgodnie penetratywną foliację. Równoległe do powierzchni osiowej fałdu  $F_3$  rozwinęła się nowa, zaczątkowa foliacja osiowa  $S_3$  (środek zdjęcia). Skala w cm. Bielawa; wzgórze 420,0 m npm., domena nr 5  
Ptygmatic  $F_3$  folds formed due to folding of leucosome lamina, cutting the penetrative foliation. Parallel to the axial plane of  $F_3$  fold, new, initial  $S_3$  axial plane developed (the middle part of the photo). Scale in cm. Bielawa; hill 420.0 m a.s.l.; domain no. 5
2. Kolejny przykład fałdów ptygmatytowych  $F_3$ . Myśliszów; wzgórze 361,3 m npm., domena 6  
Another example of the ptygmatic  $F_3$  folds. Myśliszów; hill 361.3 m a.s.l.; domain no. 6



1



2

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA X – PLATE X

1. Migmatyt ptygmatytowy z fałdami  $F_3$ . Prawie równoległe do powierzchni osiowej  $S_3$  wykształcona jest cienka strefa mylonityzacji (1) z zaznaczonym zwrotem ścinania (strzałki). Inne pasemko mylonityczne (2) zorientowane jest w przybliżeniu równoległe do obwiedni fałdów  $F_3$ . Owiesno; wzgórze 361,0 m n.p.m., domena 9

Ptygmatic migmatite with  $F_3$  folds. Almost parallel to the  $S_3$  axial plane a thin zone of mylonitization (1) with shear sense (arrows). Another mylonitic band (2) is oriented almost parallel to envelope of  $F_3$  folds. Owiesno; hill 361.0 m a.s.l.; domain no. 9
2. Niecyldryczne fałdy  $F_3$  o stromych powierzchniach osiowych  $S_3$ . Wpływ podatności różnych partii skały na geometrię fałdów  $F_3$ . W przeciwieństwie do stref bardziej kompetentnych (grube laminy leukosomu), w partiach bogatszych w łuszczyki rozwijają się liczne, drobne fałdy, przypominające krenulacje (1). Wkop badawczy około 1,5 km na N od wzgórza 361,0 m n.p.m. w Owiesnie

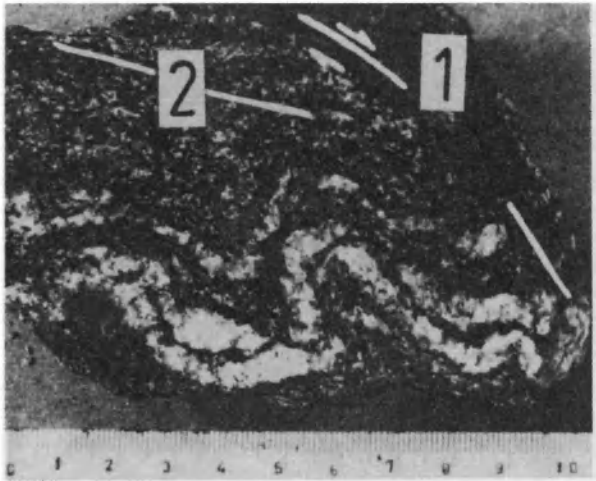
Noncylindrical  $F_3$  folds with steep  $S_3$  axial planes. Influence of differential competence of rocks on  $F_3$  fold geometry. In rocks enriched in micas, numerous small folds of crenulation type (1) were formed. Test pit about 1.5 km N of the hill of 361.0 m a.s.l. in Owiesno
3. Fałdy ptygmatytowe o zmiennej geometrii. W powierzchniach osiowych tych fałdów rozwija się lokalnie zaczątkowa foliacja osiowa  $S_3$ , wykształcona w postaci cienkich pasemek mylonitycznych (1). (2) przegub fałdu  $F_2$ . Bielawa; zachodnie zbocze Góry Parkowej; domena nr 4

Ptygmatic  $F_3$  folds of variable geometry. In their axial planes, new, slightly visible  $S_3$  axial plane foliation in a form of thin mylonitic bands was locally formed (1). (2) hinge of  $F_2$  fold. Bielawa; western slope of the Mount Góra Parkowa; domain no. 4
4. Fałd stojący  $F_3$ . Zauważ zmianę stylu fałdu wzdłuż powierzchni osiowej  $S_3$  (coraz mniejszy kąt zbieżności skrzydeł), jak i wzdłuż zafałdowanej warstwy. Wkop badawczy około 1,5 km na północ od wzgórza 323,7 m n.p.m. w Owiesnie

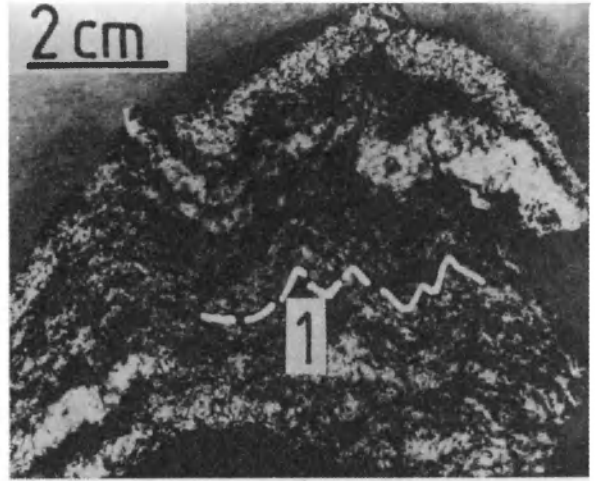
Upright  $F_3$  fold. Note a change in a style of fold along both  $S_3$  axial plane (decreasing angle of interlimb) and a folded band. Test pit about 1.5 km northwards of the hill of 323.7 m a.s.l. in Owiesno
5. Mczofałdy  $F_3$  o zmiennej geometrii przefałdowują starszy, izoklinalny fałd  $F_2$  (?) (1). Powierzchnia osiowa  $S_3$  jest miejscami planarna (2), ale najczęściej jest skrzywiona (linie kropkowane). Lokalnie w pobliżu powierzchni osiowych  $S_3$  ułożone są strefowo agregaty fibrolitowe (Si), które ulegają podobnym zafałdowaniem, jak laminy leukosomu. Włókniste i igielkowate agregaty fibrolitowe ułożone są też równoległe do cieniutkich pasemek mylonitycznych (3). Owiesno; wzgórze 323,7 m n.p.m., domena nr 7

$F_3$  mesofolds of variable morphology refolding the  $F_2$  (?) isoclinal fold (1). The axial plane ( $S_3$ ) of  $F_3$  folds is sometimes planar (2) but most often curved (dotted line). Locally, near to  $S_3$  axial planes there are fibrolite aggregates which undergo folding like leucosome lamina. Fibrous and needle fibrolite aggregates are aligned parallel to thin mylonitic bands (3). Owiesno; hill 323.7 m a.s.l.; domain no. 7
6. Fałdy ptygmatytowe  $F_3$  z charakterystycznym trzewiopodobnym zafałdowaniem jasnych laminek (leukosom). Liczne połączenia i żyłkowate rozgałęzienia lamin leukosomu prowadzą do mylnego interpretowania tych stref jako interferencji co najmniej dwóch generacji systemów fałdowych (1). Wkop badawczy między Łysą Górą a wzgórzem 278,0 m n.p.m. w Bielawie

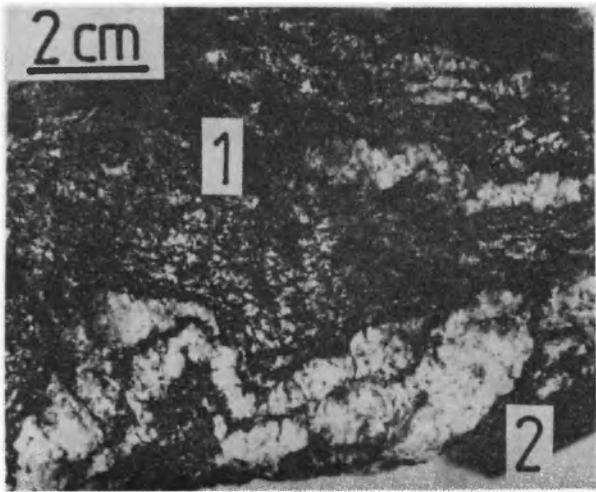
Ptygmatic  $F_3$  folds with characteristic bowels-like folding of light lamina (leucosome). Often occurring combinations and branching of leucosome lamina lead to misinterpretation these zones as at least two generations of fold systems (1). Test pit between the Mount Łysa Góra and the hill of 278.0 m a.s.l. in Bielawa



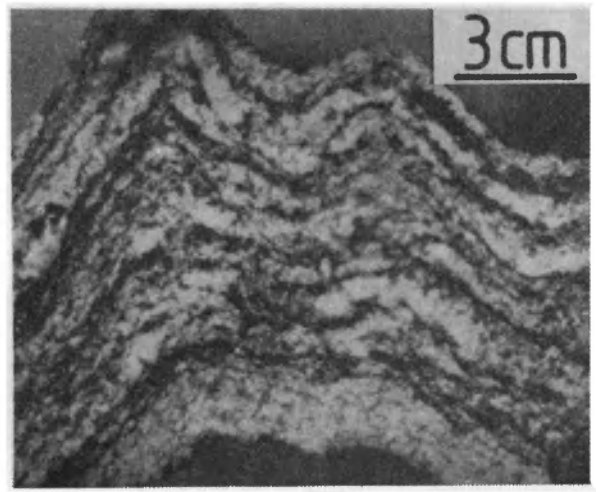
1



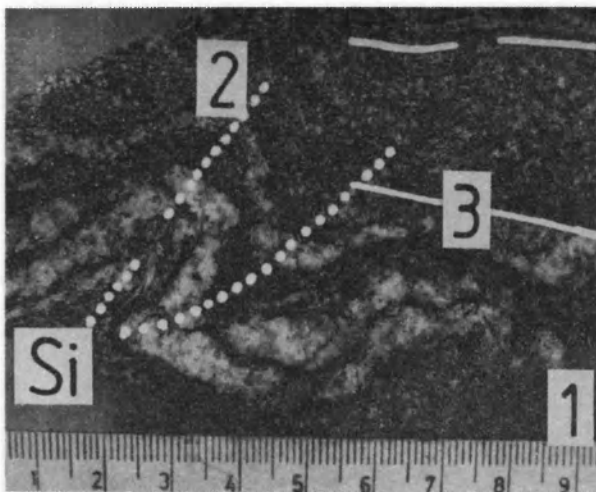
2



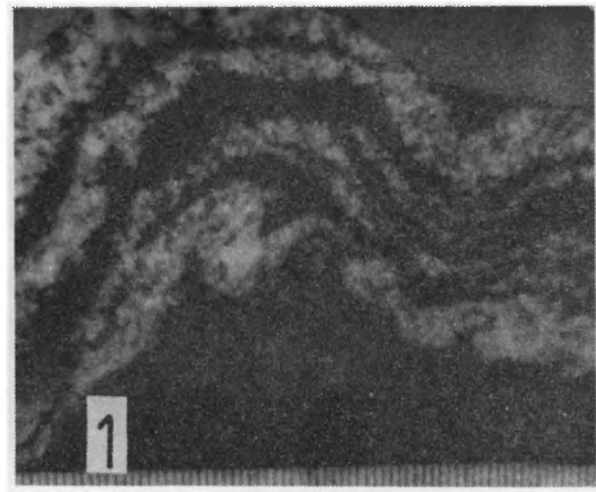
3



4



5

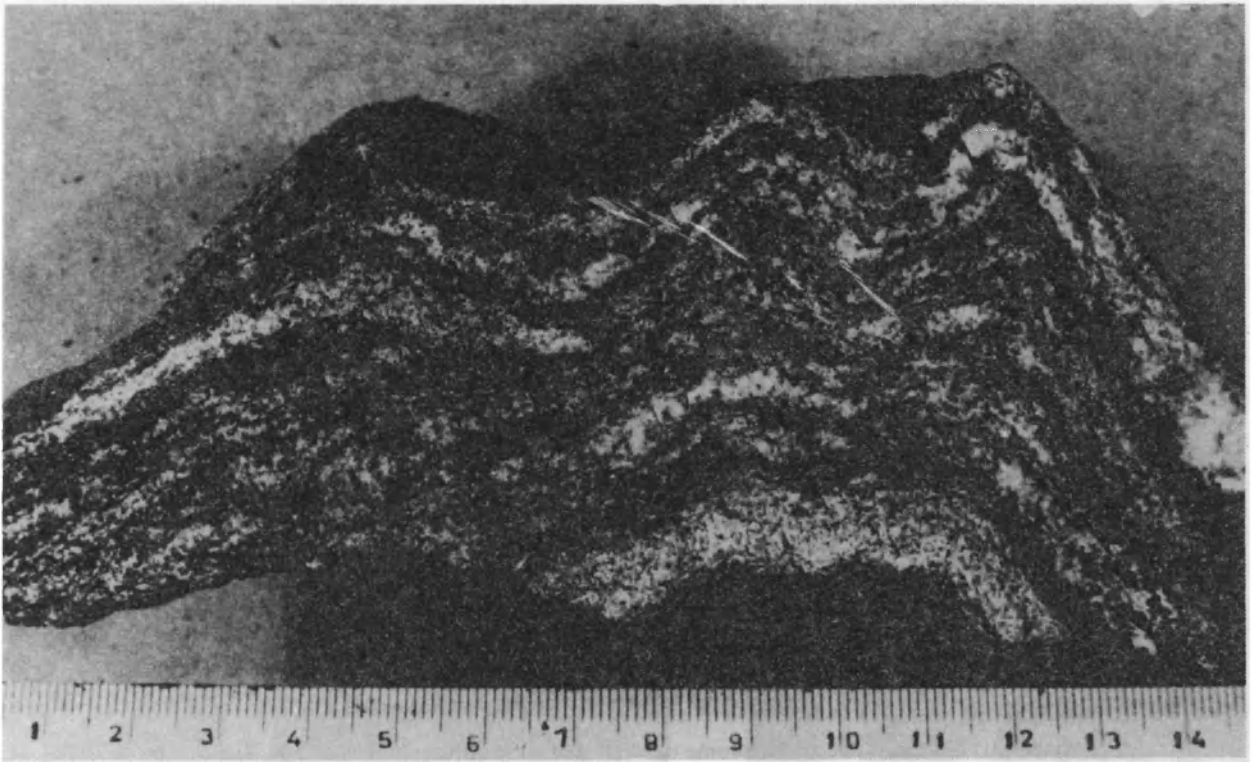


6

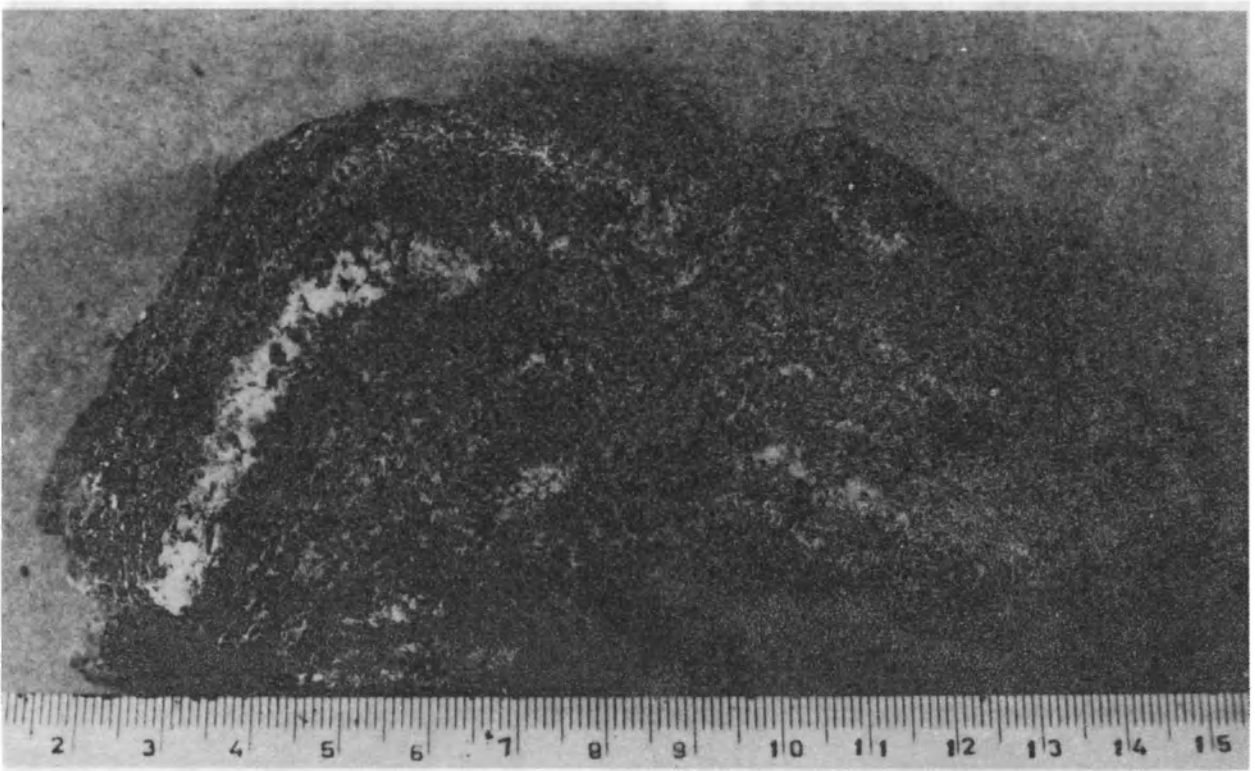
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

**PLANSZA XI – PLATE XI**

- 1 i 2. Przykład niecylicylności form mezofaldów  $F_3$ . Przekroje wykonano prostopadle do osi faldów i równolegle do siebie w odległości 3 cm. Wkop badawczy około 2 km na NW od wzniesienia 323,7 m n.p.m. w Owiesnie**
- 1 and 2. An example of noncylindricity of  $F_3$  mesofolds style. Sections were made perpendicularly to fold axes and parallelly to each other (every 3 cm). Test pit about 2 km NW of the hill of 323.7 m a.s.l. in Owiesno**



1



2

Zbigniew CYMERMAN -- Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA XII – PLATE XII

1. Zafaldowania wąskopromienne  $F_3$  o prawie pionowych powierzchniach osiowych  $S_3$  (1). Zauważ wyraźną zmianę orientacji powierzchni osiowych  $S_3$  w dolnej części zdjęcia (2). W górnej części zdjęcia – niewielki mezouskok (3) o amplitudzie przemieszczenia rzędu kilku mm. Myśliszów; wzgórze 386,5 m npm., domena nr 3

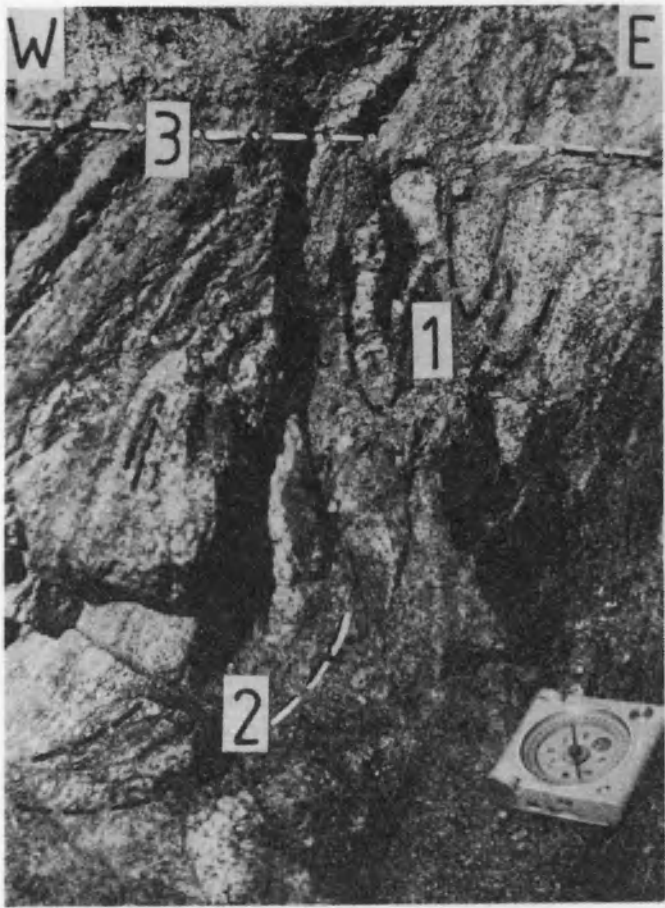
Tight  $F_3$  folds with almost vertical  $S_3$  axial planes (1). Note distinct change of axial planes ( $S_3$ ) orientation in the lower part of the photo (2). In the upper one, there is a small mesofault (3) of a few mm of displacement. Myśliszów; hill 386.5 m a.s.l.; domain no. 3
2. Fałd asymetryczny  $F_3$  o prawie pionowej powierzchni osiowej  $S_3$  (1) „opływający” bochenkową formę pegmatytu (P). Wokół pegmatytu występują drobne fałdy asymetryczne lub izoklinalne (2). Bielawa; wzgórze 278,0 m npm., domena nr 1

Asymmetric  $F_3$  fold with almost vertical  $S_3$  axial plane (1) flowing round oval pegmatite form (P). There are small asymmetric or isoclinal folds around pegmatite (2). Bielawa; hill 278,0 m a.s.l.; domain no. 1
3. Fałd asymetryczny  $F_3$  o wergencji zachodniej. Równoległe do powierzchni osiowej  $S_3$  rozwinęła się żyła pegmatytu (P), wyklinowująca się ku górze. Kietlice; około 400 m na wschód od wzgórza 432,4 m npm., domena nr 8

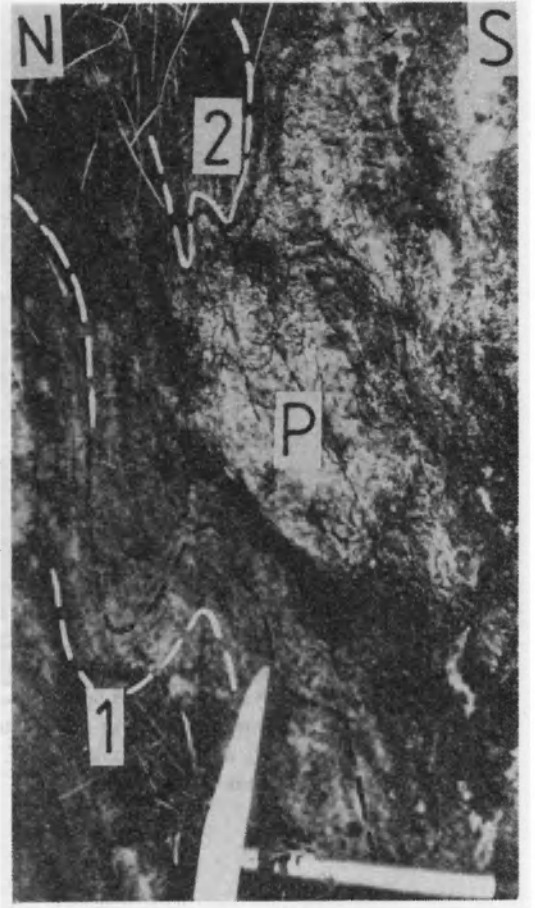
Asymmetric  $F_3$  fold with vergence towards west. In  $S_3$  axial plane a pegmatite vein thinning upward occurs (P). Kietlice; about 400 m on the east of the hill of 432.4 m a.s.l.; domain no. 8
4. Fałdy  $F_3$  powstałe w wyniku zafaldowania warstwek leukosomu (1) i ich kolejne przefaldowanie przez fałdy  $F_4$  o stromych powierzchniach osiowych  $S_4$  (2). Bielawa; wzgórze 278,0 m npm., domena nr 1

$F_3$  folds, having formed due to leucosome band (1) and subsequently refolded by  $F_4$  folds with steep  $S_4$  axial planes (2). Bielawa; hill 278.0 m a.s.l.; domain no. 1

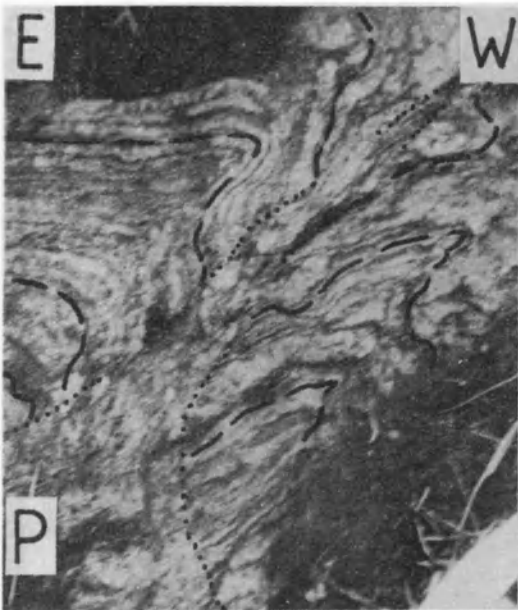




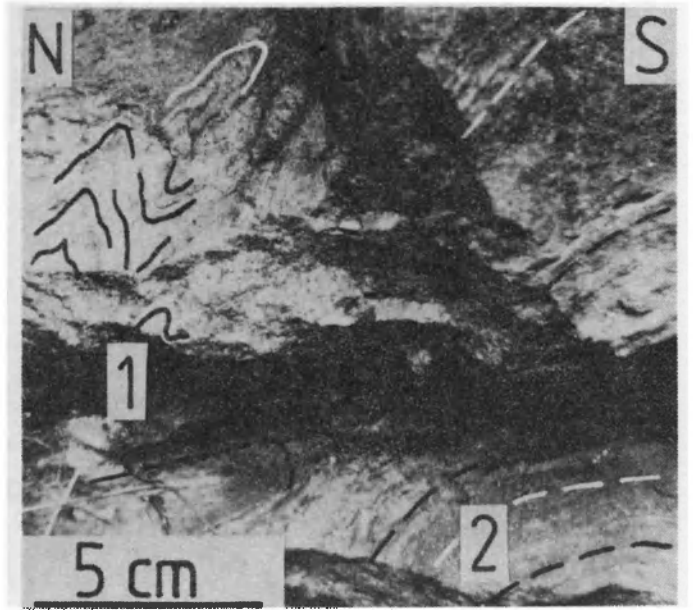
1



2



3

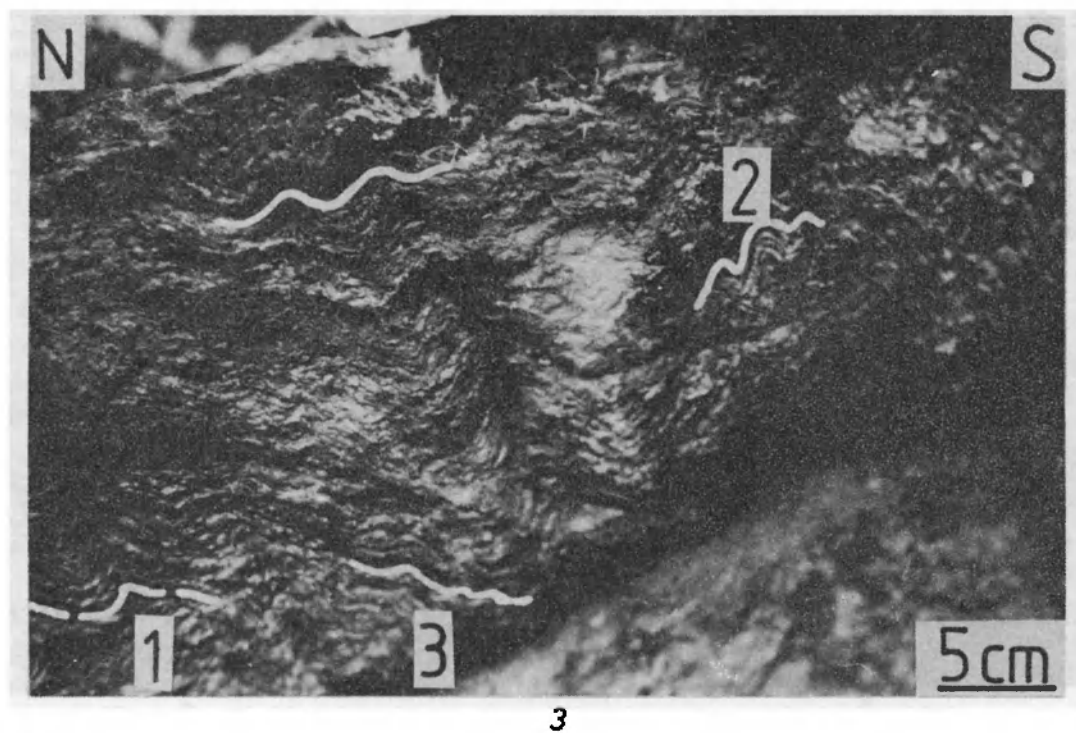
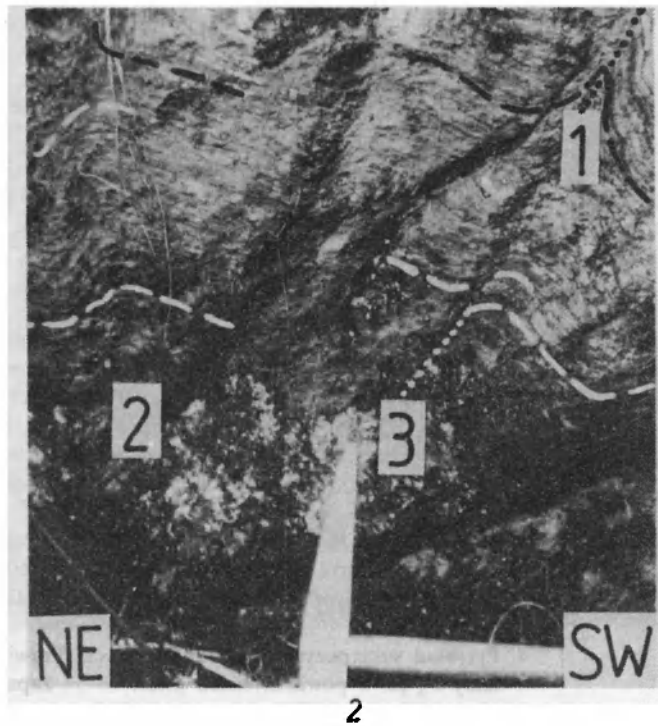
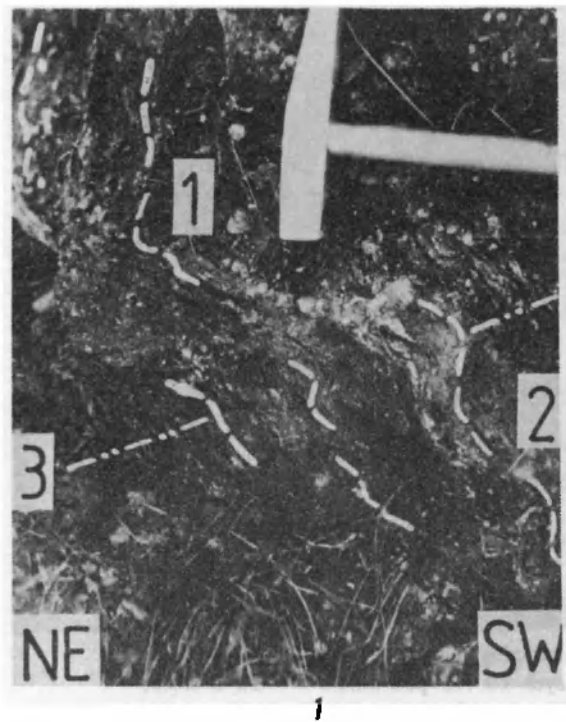


4

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

### PLANSZA XIII – PLATE XIII

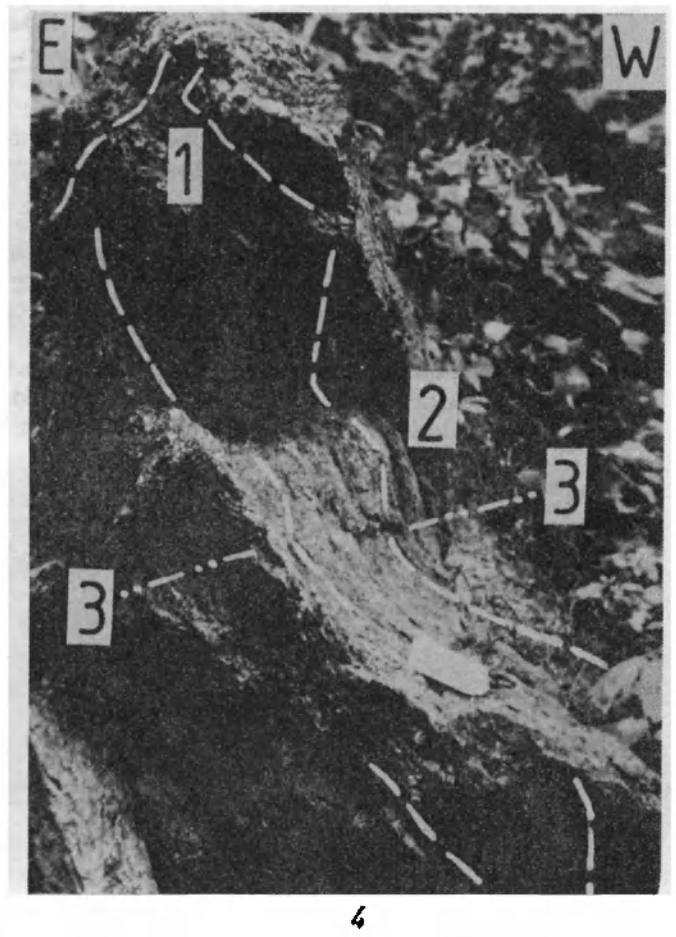
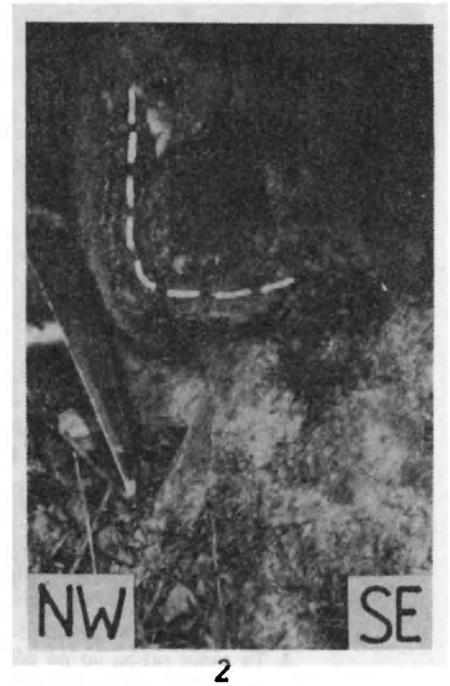
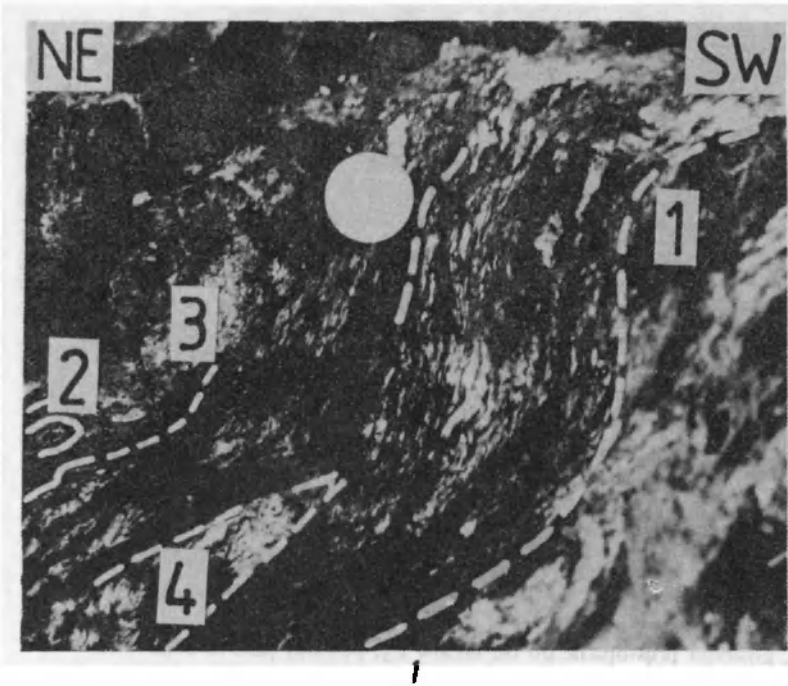
1. Fałd asymetryczny  $F_3$  o długości krótszego skrzydła około 40 cm (między 1 i 2). Zauważ fałdy  $F_3$  II-rzędu w obrębie krótszego fałdu macierzystego. Powierzchnia osiowa  $S_3$  (3) zapada pod kątem  $40^\circ$  ku wschodowi. Owiesno; wzgórze 385,0 m n.p.m., domena nr 10  
Asymmetric  $F_3$  fold with a shorter limb about 40 cm (between 1 and 2) in length. Note II-order  $F_3$  folds on the shorter limb of the mother  $F_3$  fold. Axial planes ( $S_3$ ) dip towards the east with  $40^\circ$  angle (3). Owiesno; hill 385.0 m a.s.l.; domain no. 10
2. Fałdy otwarte  $F_3$  o zmiennej geometrii od form załomowych, daszkowatych (1) do fałdów szerokopromiennych, asymetrycznych (2) o wergencji ku NE. Zauważ zbieżność powierzchni osiowych  $S_3$  (3) fałdów z lewej części zdjęcia z powierzchniami osiowymi  $S_3$  fałdów z prawej części zdjęcia (2) – system sprzężonych fałdów  $F_3$ . Bielawa; odsłonięcie w zalanej wodą starej cegielni; domena nr 3  
Open  $F_3$  folds of variable geometry from kink bands, crest-like (1) to open, blunt, asymmetric forms of the NE vergency. Note coincidence of  $S_3$  axial planes (3) of folds in the left part of the photo with those in the right part of the photo (2). Bielawa; outcrop in the old brick-yard; domain no. 3
3. Zespoły fałdów  $F_3$  o wergencji północnej (1) oraz południowej (2). Charakterystyczne bardzo strome powierzchnie osiowe  $S_3$  zapadające najczęściej ku S lub SW. Zauważ fałdy załamowe (3) o wergencji ku S, które razem z fałdami (1) tworzą system fałdów sprzężonych  $F_3$ . Kietlice; odsłonięcie około 400 m na NW od wzgórza 426,0 m n.p.m., domena nr 8  
Fold  $F_3$  systems with vergence towards north (1) and south (2). Very steep  $S_3$  axial planes most often dip towards south or SW. Note kink-band folds (3) with south vergency together with folds (1) form  $F_3$  conjugate folds system. Kietlice; outcrop about 400 m NW of the hill of 426.0 m a.s.l.; domain no. 8



Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

#### PLANSZA XIV – PLATE XIV

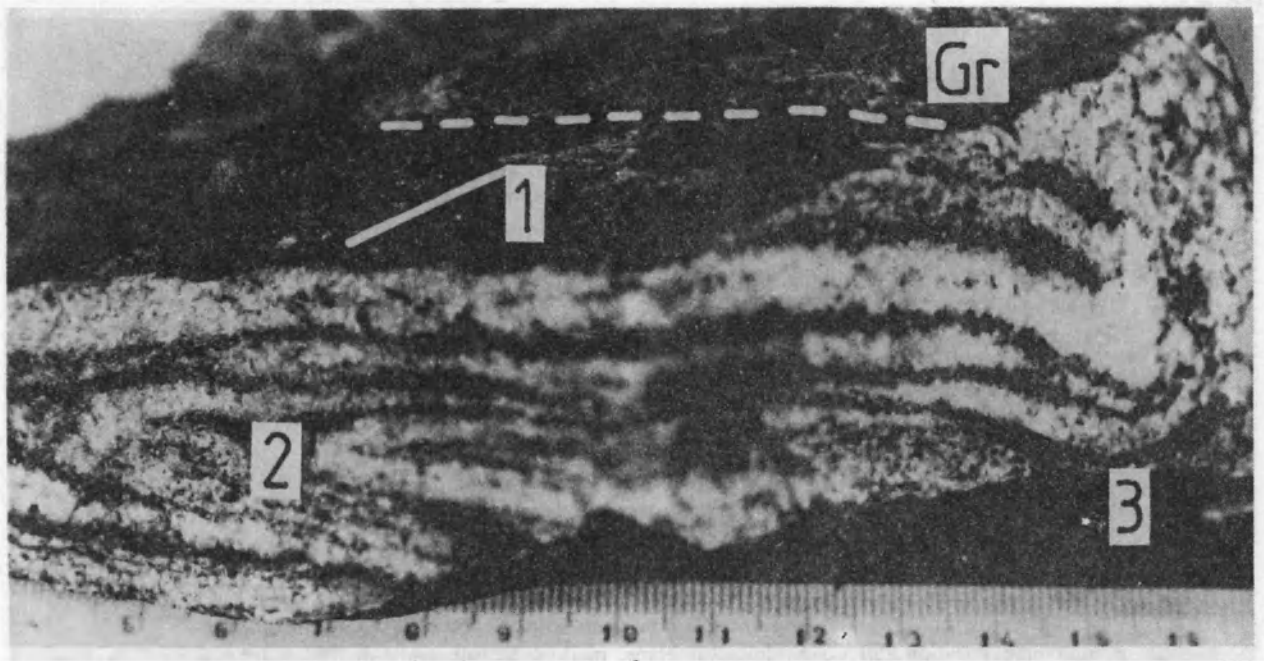
1. Fałd asymetryczny  $F_3$  o wergencji ku północy (1). Drobne fałdy  $F_2$  prawie izoklinalne (2) o powierzchniach osiowych  $S_2$  równoległych do penetratywnej folicacji. Spłaszczone soczewki leukosomów (3 i 4) wpływają na morfologię fałdu  $F_3$ . Owiesno; wzgórze 385,0 m n.p.m., domena 10  
Asymmetric  $F_3$  fold of northwards vergence (1). Small, almost isoclinal  $F_2$  folds with  $S_2$  axial planes parallel to penetrative foliation. Flattened leucosome lenses (3 and 4) influence  $F_3$  fold morphology. Owiesno; hill 385.0 m a.s.l.; domain no. 10
2. W jądrze fałdu asymetrycznego  $F_3$  występuje soczewa pegmatytu, łącząca się z grubą żyłą pegmatytową (dolna, prawa część zdjęcia). Owiesno; nieczynny łomik około 200 m na NW od wzgórza 323,7 m n.p.m., domena nr 7  
Pegmatite lens connected with thick pegmatite vein (lower part of the photo) in a core of  $F_3$  asymmetric fold. Owiesno; old small quarry about 200 m NW of the hill of 323.7 m in height (a.s.l.); domain no. 7
3. Fałdy otwarte  $F_3$  o wergencji NE (2) i stromo zapadających powierzchniach osiowych  $S_3$  (1). Owiesno; wzgórze 385,0 m n.p.m., domena nr 10  
Open  $F_3$  folds with NE vergence (2), with  $S_3$  dipping steeply (1). Owiesno; hill 385.0 m a.s.l.; domain no. 10
4. Przykład superpozycji struktur fałdowych. Prawie izoklinalny fałd  $F_2$  (1) przefaldowany przez fałdy  $F_3$  (2) o powierzchniach osiowych  $S_3$  zapadających ku NE pod kątem  $45^\circ$  (3). Kietlice; około 400 m na NW od wzgórza 426,0 m n.p.m., domena nr 8  
An example of superposition of fold generations. Almost isoclinal  $F_2$  fold (1) refolded by  $F_3$  folds (2) with  $S_3$  axial planes dipping towards NE with  $45^\circ$  angle. Kietlice; about 400 m towards NW of the hill of 426.0 m a.s.l.; domain no. 8



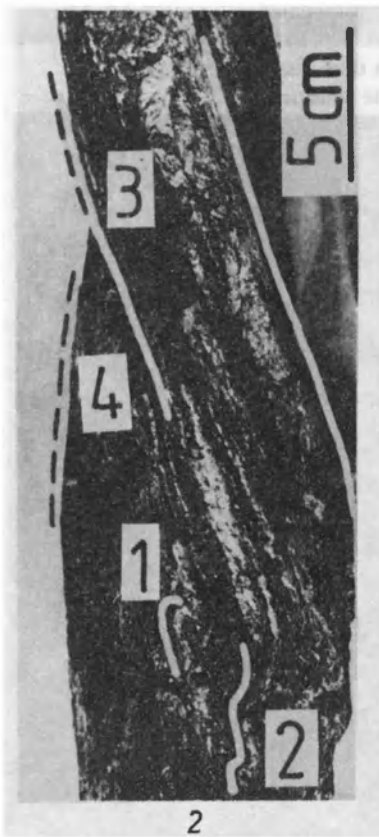
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

PLANSZA XV – PLATE XV

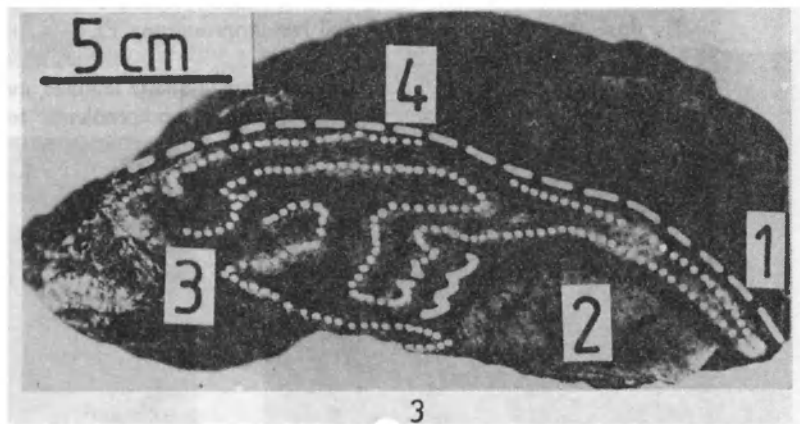
1. Superpozycja struktur fałdowych. Penetratywna foliacja  $S_1$  z lineacją ziarna mineralnego (1) zafalowana w fałd wąskopromienny  $F_2$  (2). Oś fałdu  $F_2$  jest równoległa do orientacji lineacji ziarna mineralnego. Żyła granitoidowa (Gr) zorientowana jest prostopadle do orientacji osi fałdu  $F_2$  i przyczyniła się do powstania fałdu  $F_3$  (?) w wyniku ugięcia foliacji w pobliżu intrudującego granitoidu (3). Wkop badawczy około 1,5 km na NE od wzgórza 361,0 m n.p.m. w Owiesnie  
Superposition of fold structures. Penetrative  $S_1$  foliation with mineral lineation (1) formed in  $F_2$  tight fold (2). Axis of  $F_2$  fold is parallel to orientation of mineral lineation. A granitoid vein (Gr) running perpendicular to attitude of  $F_2$  fold axis caused  $F_3$  (?) fold formation due to foliation deflection in the proximity of intruding granitoid (3). Test pit about 1.5 km from the hill of 361.0 m a.s.l.; in Owiesno
2. Interferencyjna budowa fałdowa. Fałdy wąskopromienne  $F_2$  (1) przefalowane przez system fałdów szerokopromiennych  $F_4$  (2 i 3). Fałdy  $F_4$  zafalowały również fałdy  $F_3$  (4), których osie zorientowane są prawie prostopadle do osi fałdów  $F_4$  (2 i 3). Myśliszów; Góra Długa; domena nr 5  
Interferential fold pattern. Tight  $F_2$  folds (1) refolded by broad  $F_4$  folds (2 and 3).  $F_4$  folds refolded also  $F_3$  (4), the axes of which are almost perpendicular to  $F_4$  fold axes (2 and 3). Myśliszów; the Mount Góra Długa; domain no. 5
3. Ta sama próba co na zdjęciu 2, przecięta prostopadle do osi fałdów  $F_3$ , powyżej punktu 3 na zdjęciu 2. Typowe fałdy ptygmatytowe  $F_3$  o charakterystycznym trzewiopodobnym zafalowaniu laminek leukosomalnych. Pseudofałd  $F_2$  powstały w wyniku połączenia się sąsiednich lamin leukosomu (1) w pobliżu owalnej soczewki leukosomu (2). Charakterystyczne owalne przeguby fałdów  $F_3$  (3). Fałdy  $F_3$  przefalowane są przez fałd szerokopromienny  $F_4$  (4)  
The same sample as in the previous photo (no. 2), cut perpendicularly to  $F_3$  fold axes, above point no. 3 (photo no. 2). Typical  $F_3$  ptygmatic folds with characteristic bowels-like folding of leucosomatic lamina.  $F_2$  pseudofold formed due to combination of leucocratic lamina (1) near an oval leucosome lens (2). Characteristic oval hinges of  $F_3$  folds (3).  $F_3$  folds overprinted by  $F_4$  (4) large open fold
4. Ta sama próba co na zdjęciu 2, przecięta równoległe do osi fałdu  $F_4$ , powyżej punktu 2 na zdjęciu 2. Wąskopromienny, prawie izoklinalny fałd ( $F_1$  lub  $F_2$ ) o wytartych skrzydłach. Zauważ strefy mylonityzacji nad pogrubionym przegubem tego fałdu. Prawdopodobnie fałd ten zachowany jest w formie soczewy opływanej przez regionalną foliację  
The same sample as in the previous photo (no. 2 nad 3), cut parallelly to  $F_4$  fold axis, below the point no. 2 (the photo no. 2). Tight, almost isoclinal fold ( $F_1$  or  $F_2$ ) with sheared limbs. Note mylonitic zones above thickened hinge of this fold. It is likely that this fold is preserved in a form of a lens flown round by the regional foliation



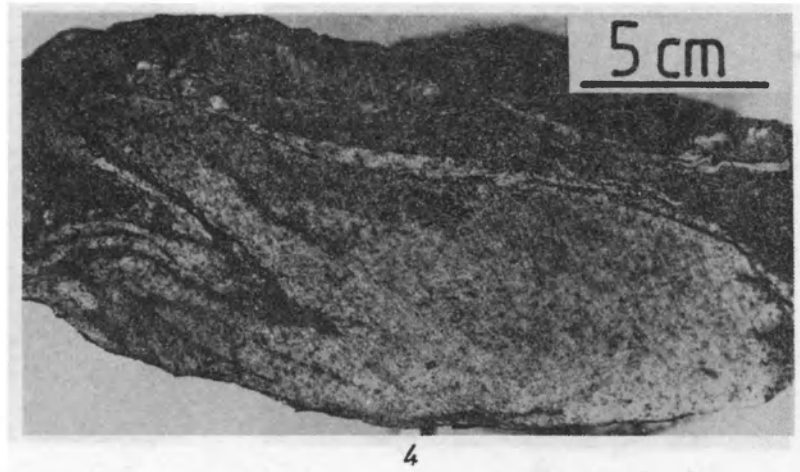
1



2



3



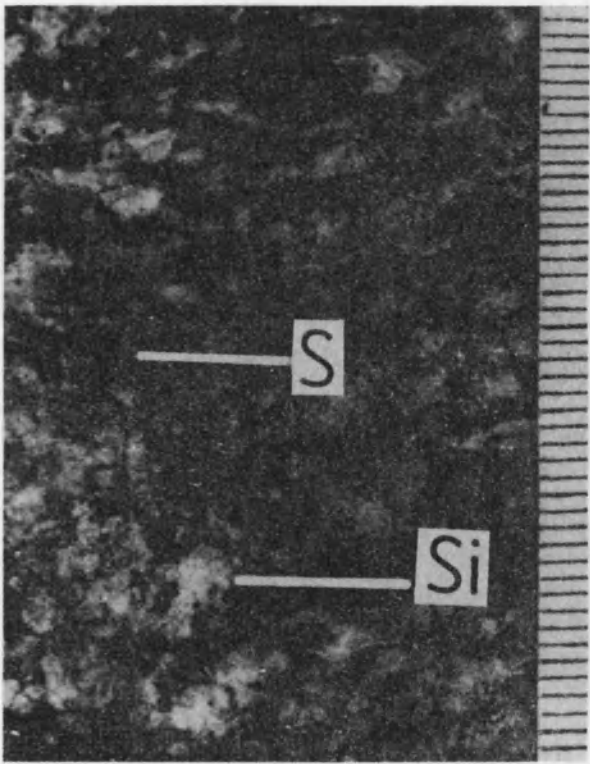
4

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

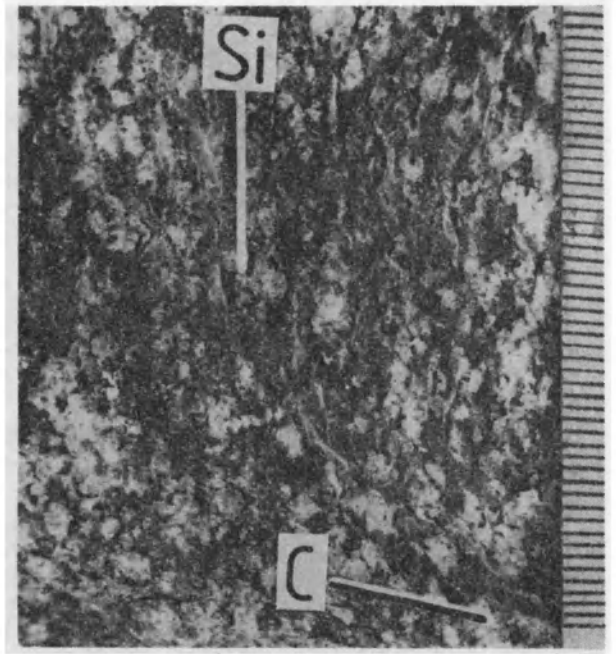
## PLANSZA XVI — PLATE XVI

1. Migmatyt homofaniczny (szlirowy) z relikdami paleosomu w postaci cienkich domen foliacji (S). Równoległe do foliacji (S) ułożone są smużki lub agregaty syllimanitowe (Si). Podziałka w mm. Owiesno; wkop badawczy około 400 m na W od wzgórza 323,7 m n.p.m., domena nr 7  
Homophanic (schlieric) migmatites with relicts of paleosome in a form of thin foliation domain (S). Parallely to foliation (S) sillimanite streaks or aggregates (Si) occur. Scale in mm. Owiesno; test pit about 400 m to W from the hill of 323.7 m a.s.l.; domain no. 7
2. Migmatyt homofaniczny z drobnymi ziarnami granatów i licznymi pasemkami i nodulemi syllimanitowo-kwarcowymi (Si), które ułożone są równoległe do foliacji. Pasemka i nodule syllimanitowo-kwarcowe ulegają zagięciu i dopasowują się do orientacji pasemek mylonitycznych (C) w strefie ścinania podatnego (dolna część zdjęcia). Owiesno; wkop badawczy około 300 m na N od wzgórza 323,7 m n.p.m., domena nr 7  
Homophanic migmatite with small garnets and sillimanite-quartz streaks and nodules (Si) attitude parallel to foliation. Sillimanite-quartz bands and nodules are bended and follow orientation of mylonitic bands (C) in a ductile shear zone (lower part of the photo). Owiesno; test pit about 300 m northwards of the hill 323.7 m a.s.l.; domain no. 7
3. Lineacja syllimanitowa (Si) na powierzchni foliacji  $S_3$  wyznaczonej przez więźbę nodulem syllimanitowo-kwarcowych. Owiesno; wzgórze 323,7 m n.p.m., domena nr 7  
Sillimanite lineation (Si) on  $S_3$  foliation plane, marked by sillimanite-quartz nodules fabric. Owiesno; hill 323.7 m a.s.l.; domain no. 7
4. Ta sama próba co na fotografii 3. Lamina syllimanitowo-kwarcowa o maksymalnej miąższości do 1 cm, zafalowana przez fałd szerokopromienny  $F_4$  o osi (1) prawie prostopadłej do lineacji syllimanitowej  
The same sample as in pl. XVI, 3. Sillimanite-quartz laminae, max 1 cm in thickness, refolded by open  $F_4$  fold with the axis (1) approximately perpendicular to sillimanite lineation

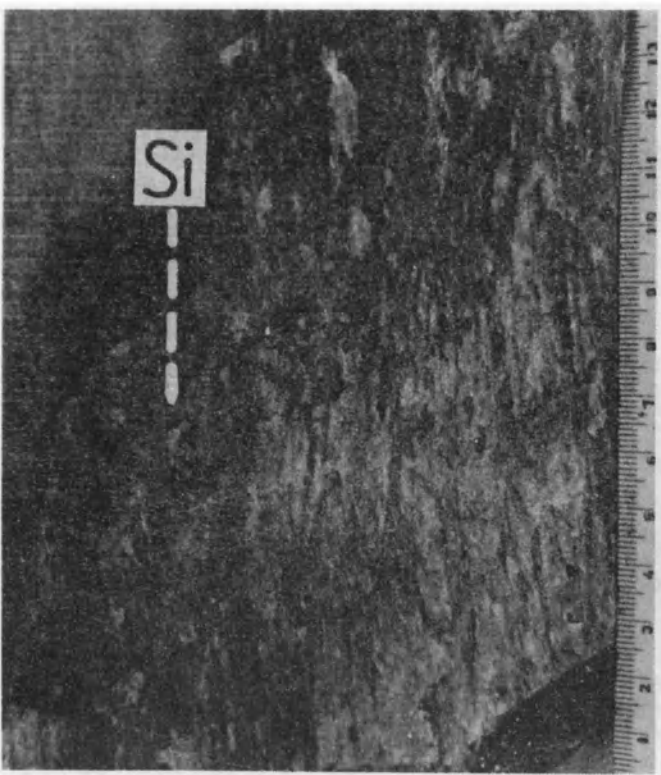




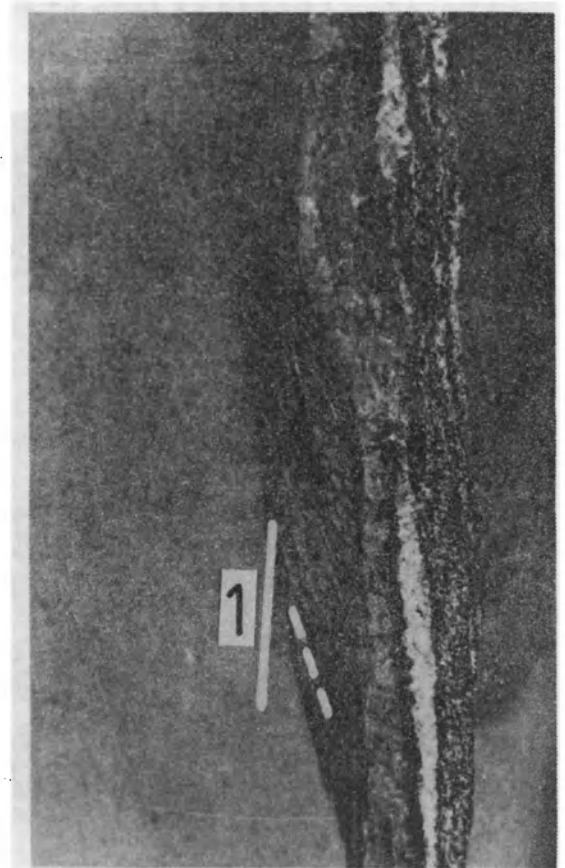
1



2



3



4

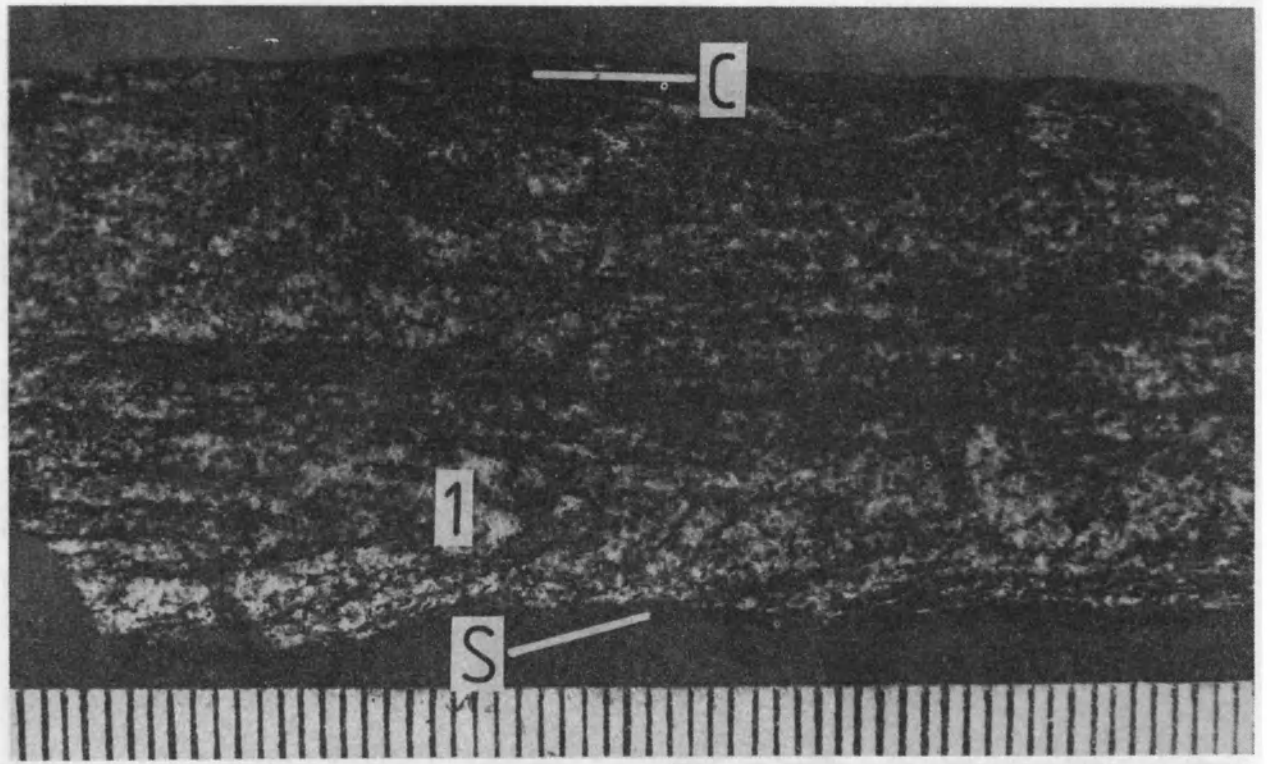
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA XVII – PLATE XVII

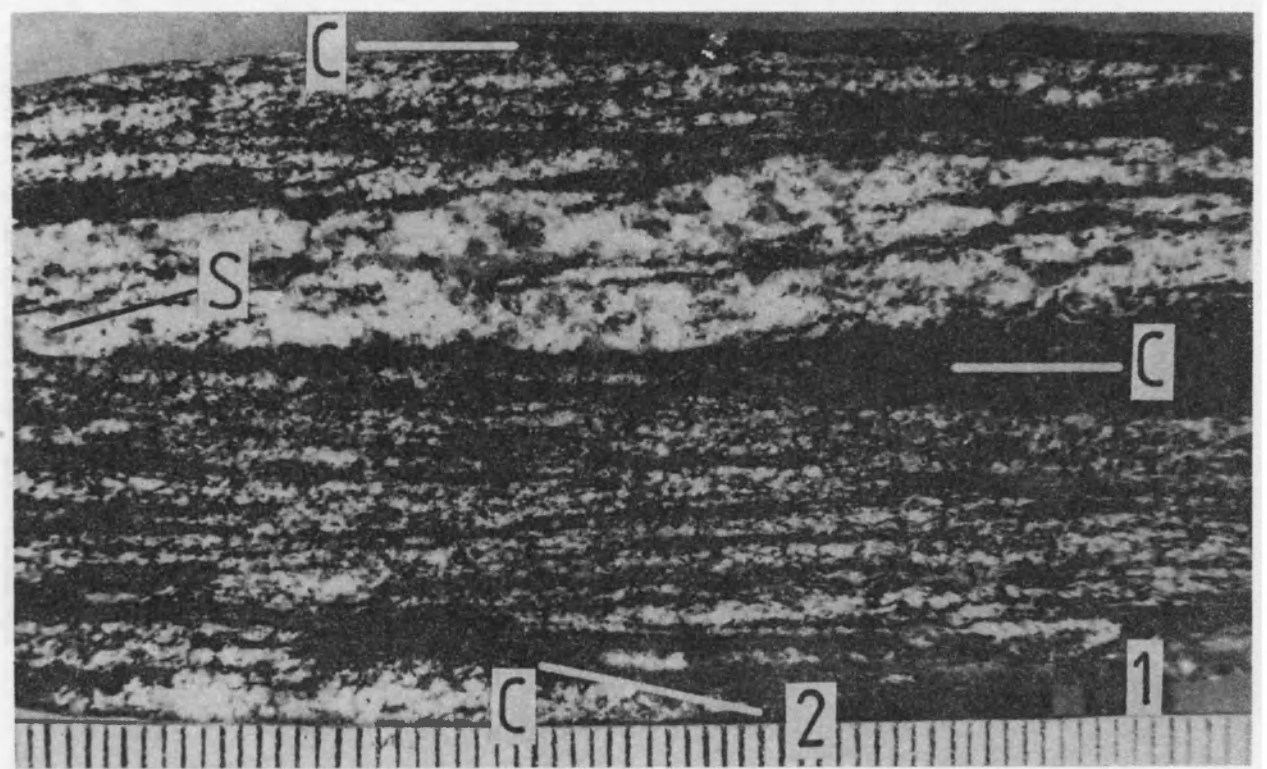
1. Początki rozwoju pasemek mylonitycznych (C) pod kątem około  $20^\circ$  do powierzchni foliacji (S). Fałd wąskopromienny (1), przypominający morfologicznie fałdy  $F_2$  o powierzchniach osiowych prawie równoległych do foliacji mylonitycznej (C). Podziałka w mm. Myśliszów; wzgórze 374,8 m n.p.m., domena nr 6

Beginning of mylonitic bands development (C). They form with foliation planes (S) about  $20^\circ$  angle. Tight fold (1) resembling morphologically  $F_2$  folds with axial planes almost parallel to mylonitic foliation (C). Scale in mm. Myśliszów; hill 374.8 m a.s.l., domain no. 6
2. Protomylonit gnejsowy z powierzchniami S (schistosity) i powierzchniami C („cisaillement”). Strefy ścinań (C) podkreślone są przez pasemka syllimanitu (fibrolitu) (np. 2). W dolnym, prawym narożniku zdjęcia (1) zachowany relikty fałdu wąskopromiennego  $F_1$  (?). Myśliszów; odsłonięcie między wzgórzami 361,3 i 374,8 m n.p.m., domena nr 6

Gneissic protomylonite with S planes (schistosity) and C planes (“cisaillement”). Shear zones (C) are marked by sillimanite bands (fibrolites) (e.g. 2). In the bottom, right corner of the photo (1) a relict of tight fold ( $F_1$ ?) is preserved. Myśliszów; outcrop between the hills of 361.3 and 374.8 m a.s.l.; domain no. 6



1

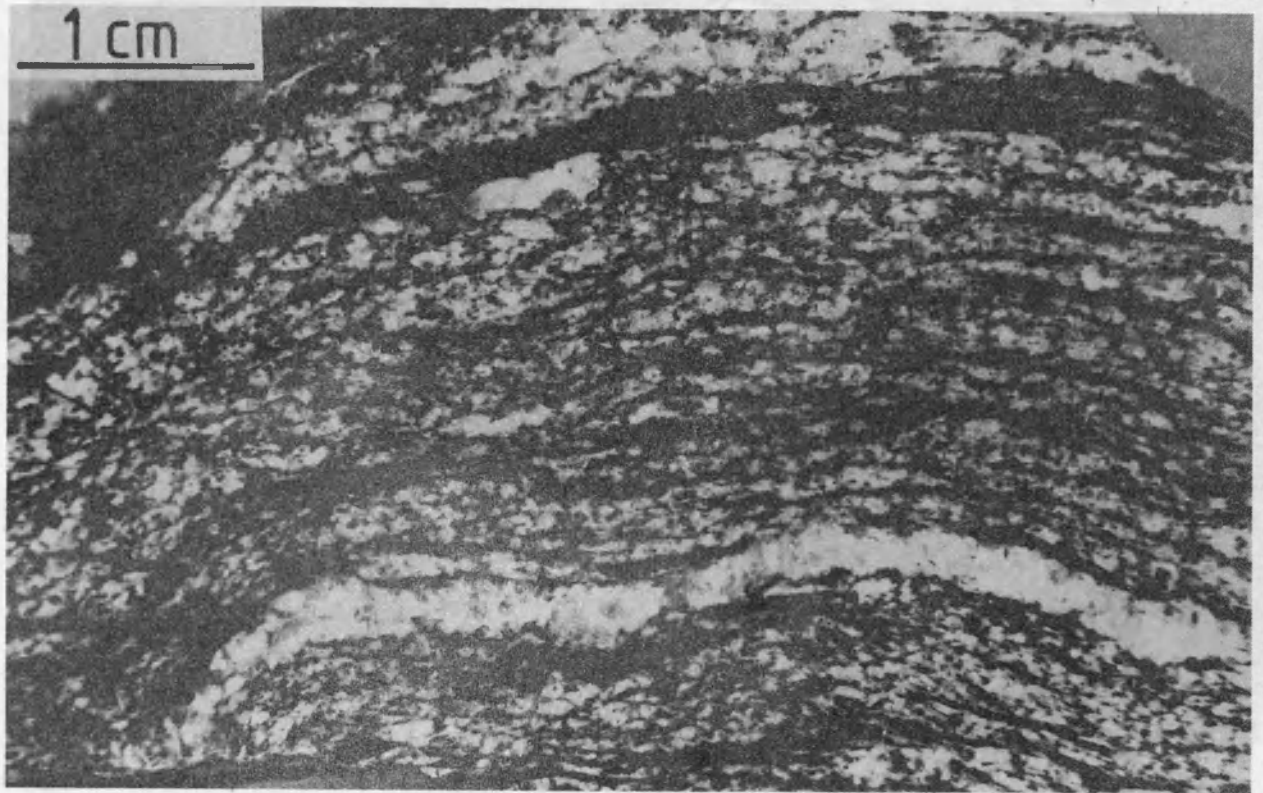


2

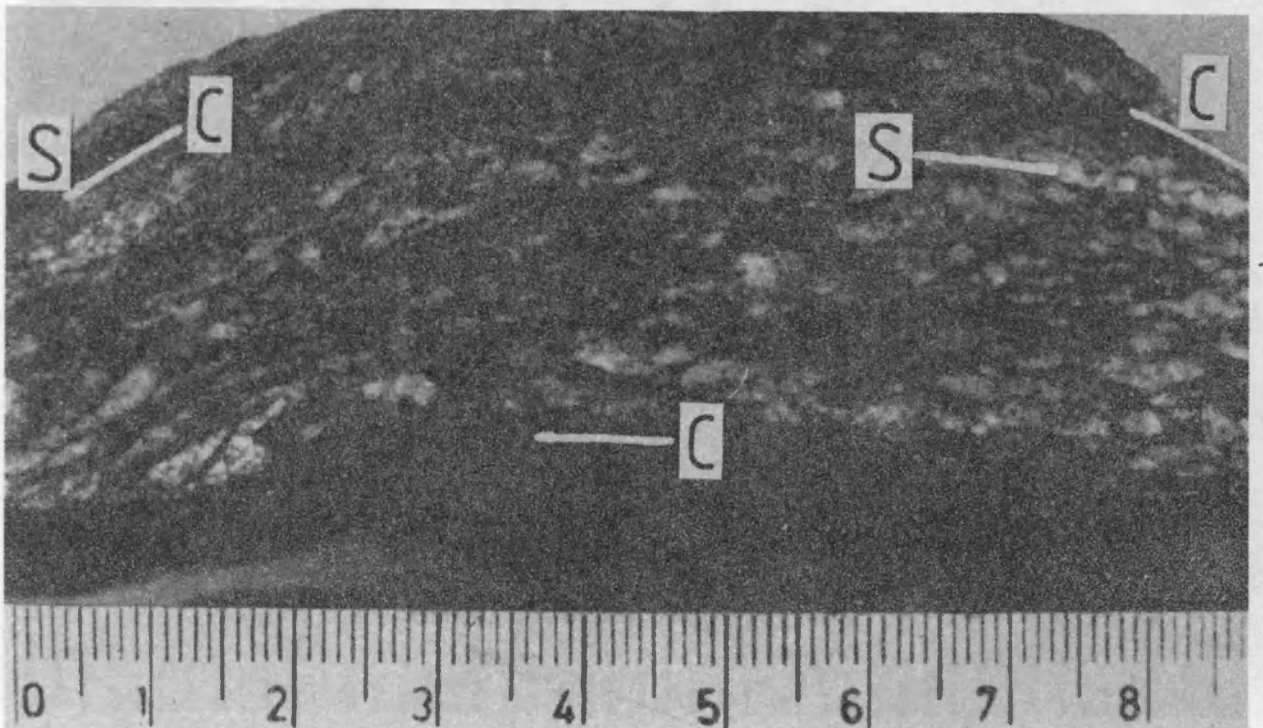
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA XVIII – PLATE XVIII

1. Zafałdowanie foliacji i pasemek mylonitycznych przez struktury fałdowe  $F_3$ . Owiesno; wkop badawczy około 500 m na E od wzniesienia 332,5 m n.p.m.  
Foliation planes and mylonitic bands are folded by  $F_3$  folds. Owiesno; test pit about 500 m to E from the hill of 332.5 m a.s.l.
2. Mylonit i protomylonit gnejsowy (w górnej części fotografii) z charakterystyczną więźbą S–C. między powierzchniami S i C istnieje niezgodność kątowa 5–10°, tylko lokalnie powierzchnie S i C są do siebie równoległe (górna, lewa część zdjęcia). Myśliszów; wkop badawczy około 250 m na N od wzniesienia 361,3 m n.p.m.  
Mylonite with folded foliation planes (S) and ductile shear zones (C). Commonly between S and C planes there angle unconformities in a range of 5–10°, only locally S and C planes are parallel (upper, left part of the photo). Myśliszów; test pit about 250 m N of the hill 361.3 m a.s.l.



1

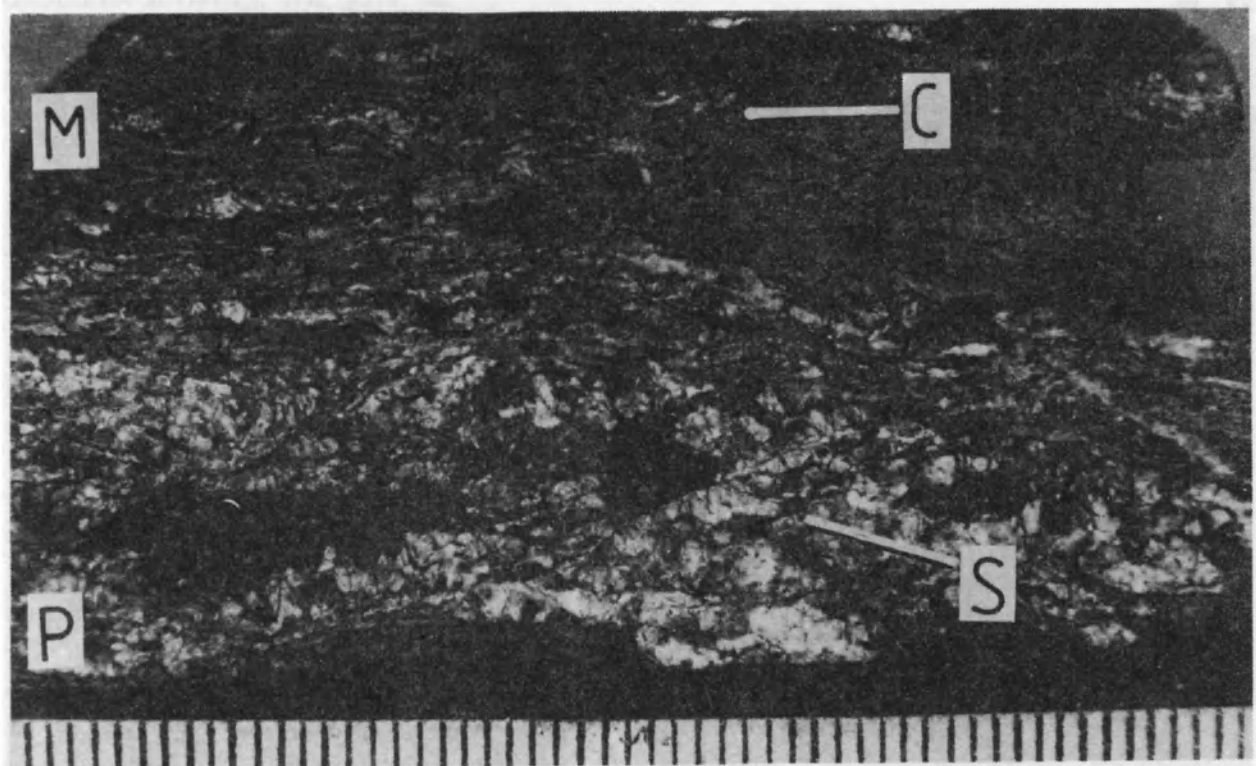


2

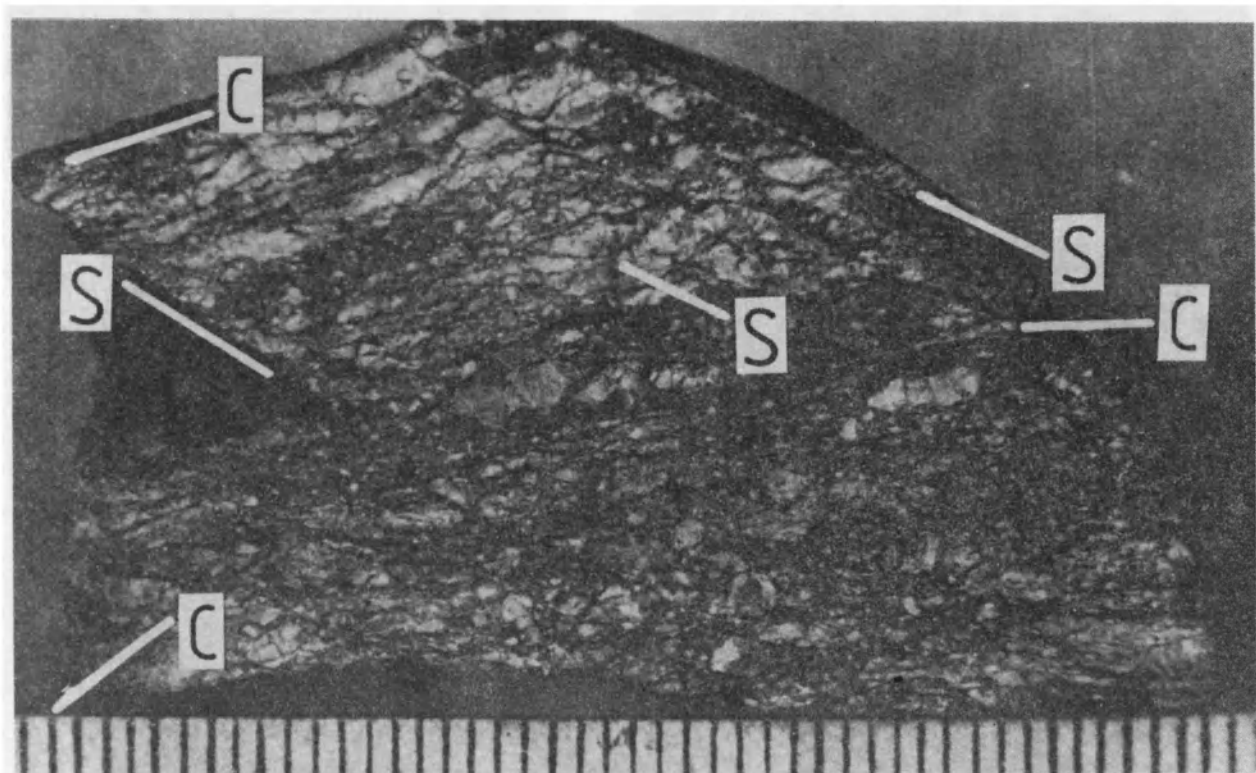
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

PLANSZA XI~~X~~ -- PLATE XI~~X~~

1. Protomylonit gnejsowy (P) i mylonit (M). W mylonicie strefy ścinań (C) zajmują prawie 90% objętości skały. Kąt między powierzchniami S i C wynosi około 15°. Podziałka w mm. Myśliszów; wkop badawczy na obszarze położonym między domenami nr 2 i 3  
Gneissic protomylonite (P) and mylonite (M). Ductile shear zones in mylonite (C) occupy almost 90% of rock volume. The angle between S and C planes is almost 15°. Scale in mm. Myśliszów; test pit between an area of domains no. 2 and 3
2. Mylonit i protomylonit gnejsowy (w górnej części fotografii) z charakterystyczną więźbą S-C. Zauważ, jak powierzchnie C rozgałęziają się wokół mikrolitonów bogatych w kwarc lub skałki. Skala w mm. Wkop badawczy około 250 m na W od wzgórza 391,0 m n.p.m., domena nr 8  
Mylonite and gneissic protomylonite (upper part of the photo) with characteristic fabric S-C. Note C planes anastomosing around microlithons enriched in quartz or feldspar. Scale in mm. Test pit about 250 m west of the hill 391.0 m a.s.l.; domain no. 8



1



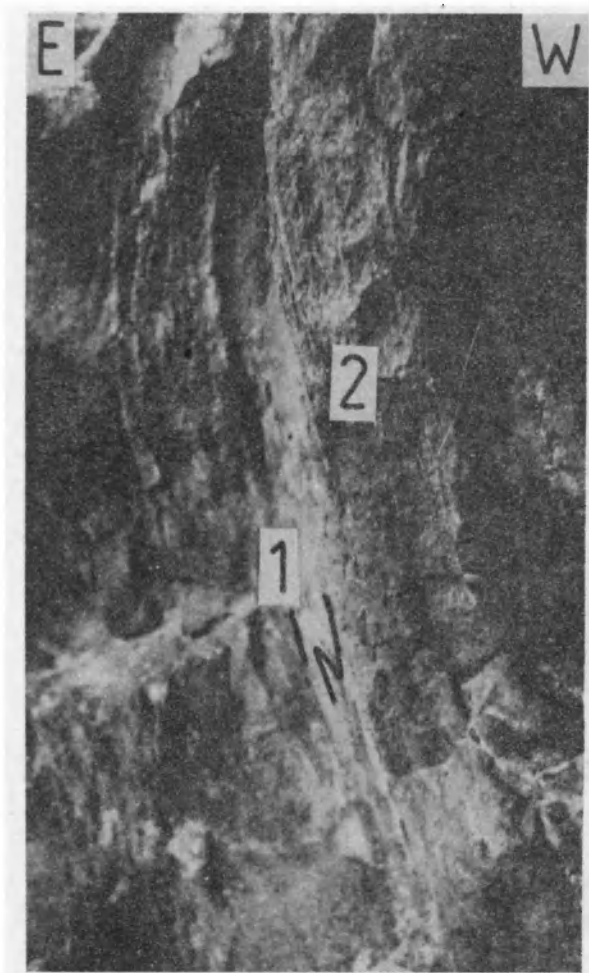
2

Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA XX – PLATE XX

1. Fałdy szerokopromienne  $F_5$  z powierzchnią osiową  $S_5$  (2) zapadającą ku NE pod kątem  $40^\circ$ . Na skrzydłach fałdu  $F_5$  występują lokalnie fałdy wąskopromienne  $F_2$  (1). Bielawa; wzgórze 386,5 m npm; domena nr 3  
Broad folds ( $F_5$ ) with  $S_5$  (2) axial planes dipping towards NE with  $40^\circ$  angle of dip. Tight  $F_2$  folds (1) occur locally on the limbs of  $F_5$  fold. Bielawa; hill 386.5 a.s.l.; domain no. 3
2. Nieregularne zwężenie (szyjkowanie) penetratywnej foliacji (1). Zauważ wąskopromienny fałd  $F_2$  (2) o powierzchni osiowej osiowej  $S_2$  równoległej do foliacji. Bielawa; nieczynny kamieniołom na zachodnim zboczu Góry Parkowej; domena nr 4  
Irregular necking of penetrative foliation (1). Note tight  $F_2$  fold (2) with axial plane ( $S_2$ ) parallel to foliation. Bielawa; old quarry in western slope of the Mount Góra Parkowa; domain no. 4
3. Amfibolit masywny w formie owalnej budiny z licznymi żyłkami leukosomu (na lewo od kompasu). W strefach marginalnych budiny amfibolitowej zaznacza się wyraźna foliacja (1), spowodowana przez rozwój podatnych stref ścinania. Bielawa; odsłonięcie między Górą Parkową a wzgórzem 352,6 m npm; domena nr 3  
Massive amphibolite in a form of oval boudin with numerous small veins of leucosome (to the left from a compass). In marginal zones of amphibolite boudin there is distinct foliation (1) related to ductile shear zones development. Bielawa; outcrop between the Mount Góra Parkowa and the hill of 352.6 m a.s.l.; domain no. 3





1



2

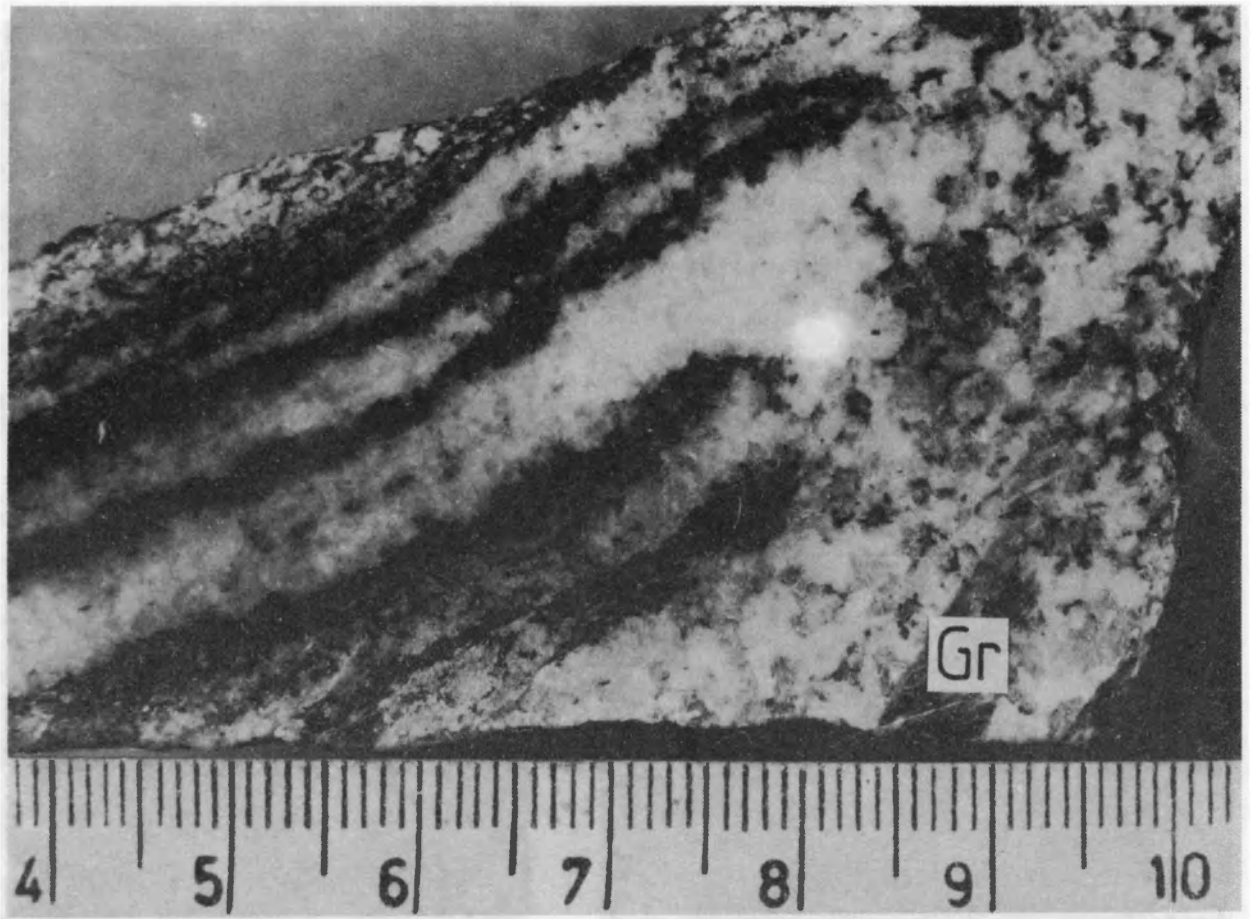


3

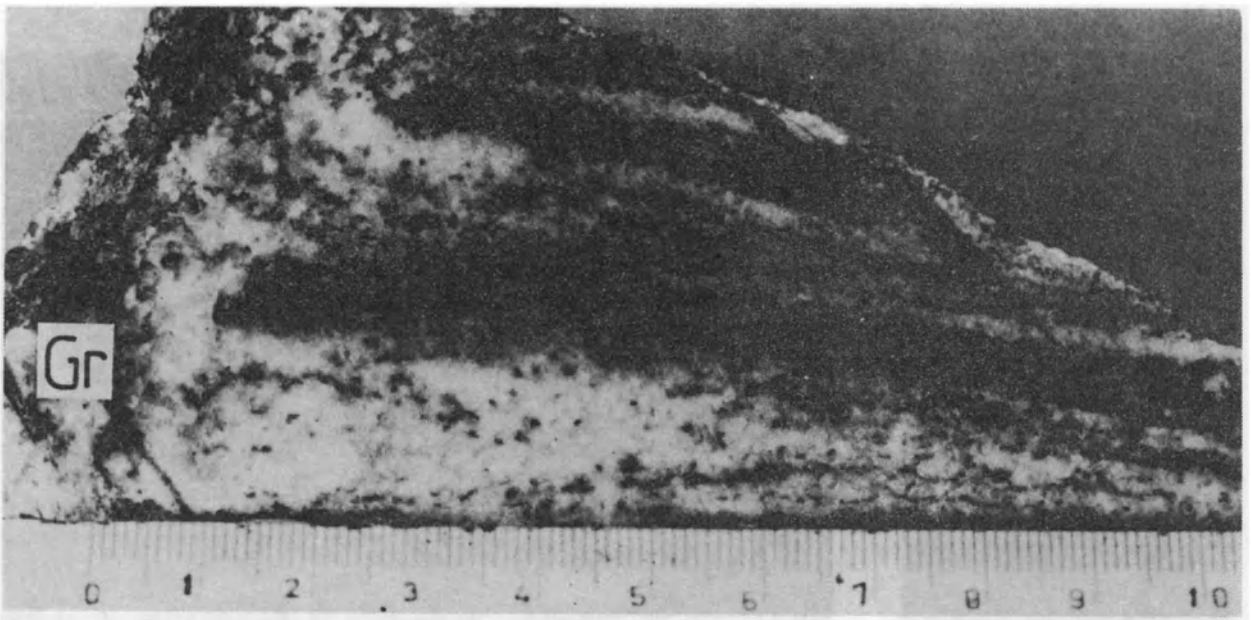
Zbigniew CYMERMAN — Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA XXI – PLATE XXI

1. Żyła granitoidu (Gr) przecinająca niezgodnie migmatyt nierównomiernie warstewkowy. Owiesno; wkop badawczy około 1,5 km na wschód od wzgórza 361,0 m npm. Skala w cm  
Granitoide vein (Gr) cutting layered migmatites. Test pit about 1.5 km east of the hill 361.0 m a.s.l.; Owiesno. Scale in cm
2. Intruzja granitoidu (Gr) w strefie ścinania podatnego, niezgodnie do orientacji foliacji w migmatycie warstewkowym. Zauważ palczaste wnikanie materiału leukokratycznego równoległe do stref penetratywnej foliacji. Wkop badawczy około 2,5 km na NE od wzgórza 385,0 m w npm. w Owiesnie; domena nr 10  
Granitoide vein (Gr) unconformable to foliation in layered migmatites in a ductile shear zone. Note finger-like emplacement of leucocratic material parallel to domains of penetrative foliation. Test pit about 2.5 km NE of the hill 385.0 m a.s.l. in Owiesno; domain no. 10



1

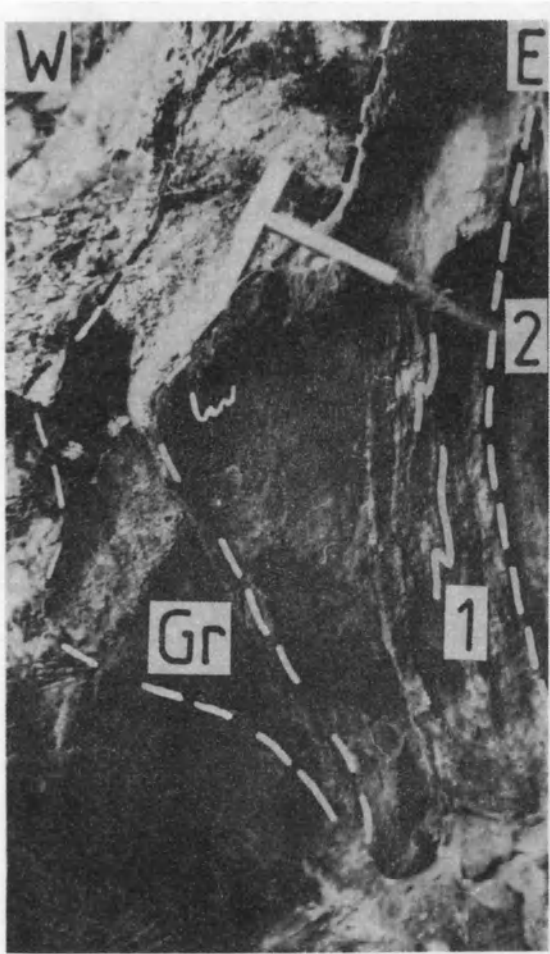


2

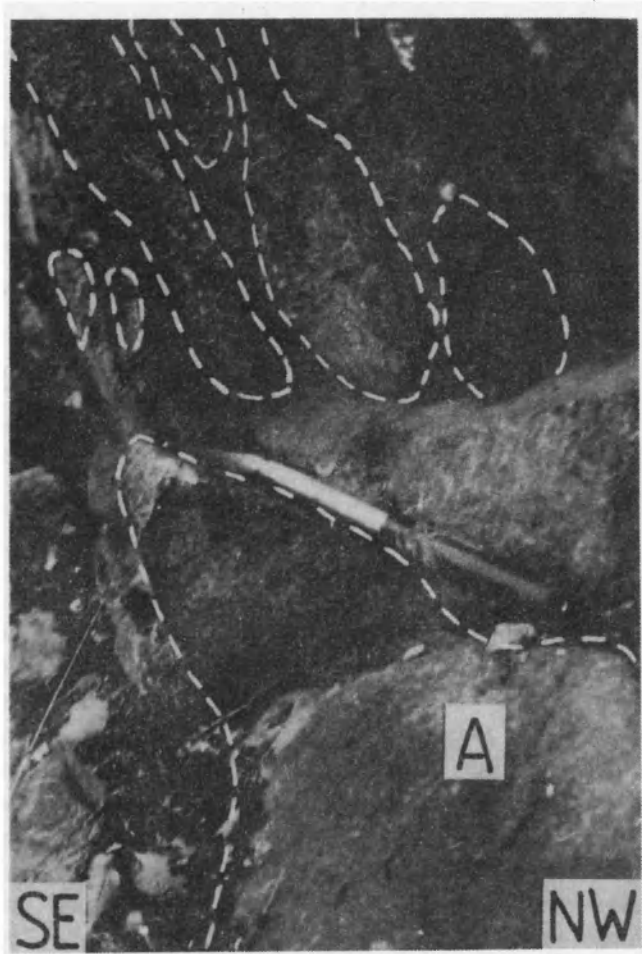
Zbigniew CYMERMAN – Ewolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielawskich, Sudety  
Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts

## PLANSZA XXII – PLANSZA XXII

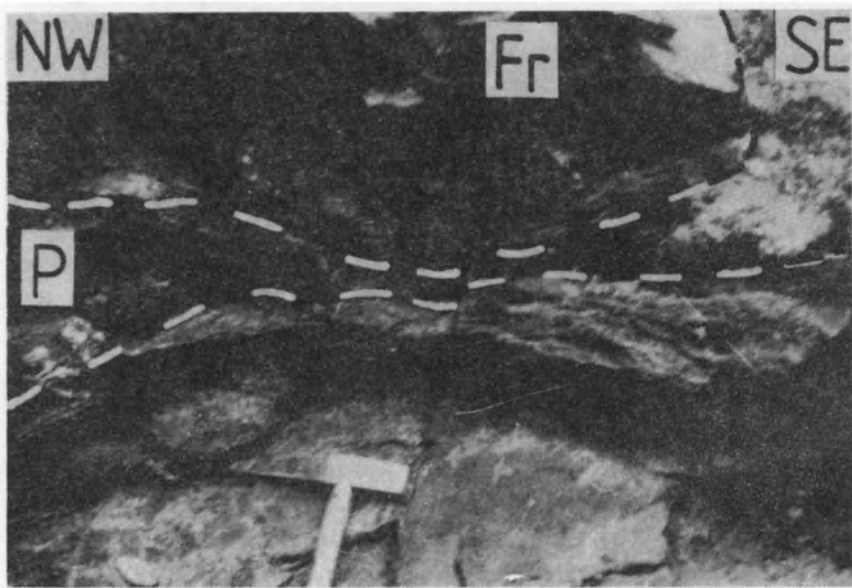
1. Żyła granitoidu (Gr) w większości zorientowana zgodnie z biegiem foliacji. Zafałdowanie żyły granitoidu spowodowane przez fałd szerokopromienny  $F_5$  (2), który przefałdował także wąskopromienne fałdy  $F_2$  (1). W pobliżu intruzji granitoidu rozwinęły się także drobne fałdy ptygmaticzne (poniżej młotka). Myśliszów; wzgórze 38 386,5 m n.p.m., domena nr 3  
Granitoid vein (Gr) generally consistent with foliation. Its folding was caused by open, large  $F_5$  fold (2) which refolded also tight  $F_2$  folds (1). In a proximity of granitoid intrusion a small ptygmatic folds developed (below the hammer). Myśliszów; hill 386.5 m a.s.l.; domain no. 3
2. Silnie spłaszczone (bochenkowate) soczewy amfibolitów masywnych (A) wśród partii gnejsów hornblendowych. Myśliszów; wzgórze 386,5 m n.p.m., domena nr 3  
Strongly flattened (loaf-like) lenses of massive amphibolites (A) in hornblende gneisses. Myśliszów; hill 386.5 m a.s.l., domain no. 3
3. Dwie soczewy pegmatytów (P) ulegające znacznemu zwężeniu w części centralnej zdjęcia, gdzie zostały również przemieszczone na niewielką odległość wzdłuż stromego uskoku (Fr). Rozwój tych soczew i ich wycienienie spowodowało powstanie szerokopromiennych ugięć foliacji ( $F_4$ ?) o prawie wertykalnych powierzchniach osiowych. Owiesno; około 200 m na NW od wzgórza 323,7 m n.p.m., domena 7
4. Typowa powierzchnia mezouskoku z rysami ślizgowymi (Sl). Bielawa; Góra Długa; domena nr 5  
Typical mesofault surfaces with slickenside lineation (Sl). Bielawa; the Mount Góra Długa; domain no. 5



1



2



3



4

Zbigniew CYMERMAN – Evolucja strukturalna jednostki sowiogórskiej na obszarze północnej części Wzgórz Bielańskich, Sudety  
 Structural evolution of the Góry Sowie unit in the area of northern part of the Bielawa Hills, Sudetes Mts