

Jerzy DON

## GÓRY ŻŁOTE I KROWIARKI JAKO ELEMENTY SKŁADOWE METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA

### SPIS TREŚCI

Streszczenie . . . . .	79
Wstęp . . . . .	79
Metody pracy i sposób interpretacji mapy . . . . .	82
Przegląd litologiczno-stratygraficzny skał metamorfiku Śnieżnika . . . . .	83
Kompleks łupków strońskich . . . . .	83
Granitognejsy śnieżnickie i mylonity . . . . .	91
Gnejsy i migmatyty gieraltowskie . . . . .	96
Granitoidy waryscyjskie . . . . .	102
Tektonika Gór Żłotych i Krowiarek . . . . .	105
Literatura . . . . .	111
Summary . . . . .	114

### Streszczenie

W budowie metamorfiku Śnieżnika bierze udział gruba algoncka seria suprakrustalna, zwana strońską, oraz przenikające ją cztery serie infrakrustalne wiązane z kolejnymi paroksyzmami górotwórczymi. Są to prekambryjskie gnejsy śnieżnickie, kaledońskie gnejsy i migmatyty gieraltowskie, waryscyjskie granitoidy i trzeciorzędowe bazalty.

Wymienione serie infrakrustalne w przeciwieństwie

do utworów suprakrustalnych mają stratyfografię odwróconą, tzn. utwory młodsze leżą głębiej (tabl. I).

W intensywnie sfałdowanym metamorfiku Śnieżnika zostały prześledzone cztery zanurzające się ku zachodowi elementy antyklinoriale zbiegające się wachlarzowo w wirgacji łądeckiej, oddzielone od siebie złożonymi synklinoriami (fig. 5).

### WSTĘP

Zbudowane ze skał krystalicznych Góry Żłote i Krowiarki zamykają od północnego wschodu Kotlinę Kłodzką. Tworzą one zwarty, choć niewysoki zespół górski, łączący się ku południowi ze znacznie wyższym trzonem Śnieżnika. Z dwóch stron ograniczają je obniżenia morfologiczne o charakterze zapadlisk tektonicznych. Są to: od południowego zachodu rów górnej Nysy, wypełniony utworami kredowymi, a od północnego wschodu zapadlisko przed-sudeckie, ciągnące się wzdłuż morfologicznej krawędzi Sudetów (pl. I, fig. 1). Góry Żłote i Krowiarki od Gór Bardzkich oddziela niższa

partia wzgórz wypreparowanych w mniej odpornych na wietrzenie sjenitach kłodzko-żłostockich (pl. I, fig. 2).

Bogata i urozmaicona morfologia Gór Żłotych i Krowiarek jest wynikiem odmłodzonej rzeźby, bardzo wyraźnie zaznaczającej się wzdłuż predysponowanych tektonicznie krawędzi morfologicznych brzeźnego uskoku sudeckiego i rowu górnej Nysy. Omawiany obszar odwadnia Biała Łądecka, płynąca szeroką doliną w kierunku zachodnim do Nysy Kłodzkiej, pozostawiając po stronie północnej Góry Żłote, a po południowej Krowiarki.

Geologicznie Góry Złote i Krowiarki należą do metamorfiku Śnieżnika, tworzącego osobny region między Sudetami Wschodnimi a Zachodnimi, i składają się głównie z czterech formacji krystalicznych:

1) strońskiego kompleksu suprakrustalnego, w postaci pstrej serii łupków łyszczykowych i paragnejsów z wkładkami kwarcytów, łupków i kwarcytów grafitowych, marmurów i amfibolitów,

2) grubooczkowych granitognejsów śnieżnickich, na ogół tektonicznie zdeformowanych, oraz zaliczanych do nich mylonitycznych gnejsów leptytowych,

3) drobnoziarnistych gnejsów typu gieraltowskiego, granityzujących i migmatytyzujących głębsze podłoże strońskiego kompleksu suprakrustalnego,

4) granitoidów waryscyjskich, miejscami podścielających gmach utworów metamorficznych.

Badany teren leży w strefie szczególnie labilnej i eksponowanej tektonicznie. Odbija się to wyraźnie w jego budowie geologicznej. Kierunki tektoniczne są tu zmienne, co widoczne jest nawet w morfologii tych gór. Dominujący w Sudetach Zachodnich kierunek NW—SE — kierunek sudecki — przechodzi tu w kierunku południkowe, zbliżone do kierunków tektonicznych Sudetów Wschodnich (fig. 3 i 4 oraz tabl. I).

To dostosowanie się form tektonicznych na obszarze położonym na wschód od rowu górnej Nisy do przebiegu struktur Sudetów Wschodnich zaciera granicę między Sudetami Zachodnimi a Wschodnimi (Cloos 1922, Teisseyre 1957, Oberc 1960). Tektonika badanego obszaru należy więc do węzłowych zagadnień geologii wschodniej części Sudetów Zachodnich.

Oprócz zawilej tektoniki, uwagę geologów i petrografów pracujących na tym trudnym terenie absorbuje od wielu lat różnorodność typów skalnych stanowiących fragmenty silnie przeobrażonego i zmetamorfizowanego podłoża. Starają się oni uchwycić różne procesy przeobrażające skały w ich wzajemnej zależności oraz powiązać je z kolejnymi ruchami orogenicznymi.

Wśród badaczy (Haidinger 1847, Wolf 1864, Roth 1867, Cammerlander 1860, Leppla 1900 oraz Gotzinger i Finckh 1931) utarł się pogląd, że najstarszymi skałami w metamorfiku Śnieżnika są migmatyczne gnejsy typu gieraltowskiego. Na tym fundamencie osadziły się jakoby łupki serii suprakrustalnej wieku algoncko-kambryjskiego, wydzielonej później pod nazwą serii strońskiej. Między łupki te a ich starsze podłoże miała wcisnąć się pokładowo intruzja kaledońska gnejsów śnieżnickich.

Ostatnio pełniej scharakteryzował i ujął syn-

tetycznie geologię metamorfiku Śnieżnika G. Fischer (1935). Stosując powyższy schemat stratygraficzny napotkał pewne trudności. Stwierdził on mianowicie, że w okolicach Młynowca gnejsy typu gieraltowskiego granityzują i migmatytyzują silnie już sfałdowaną serię łupkową. Chcąc utrzymać konsekwentnie pogląd o wieku gnejsów gieraltowskich przyjął on, że granityzowane łupki nie należą do serii strońskiej — młodszej, lecz stanowią resztkę jeszcze starszej serii suprakrustalnej, którą wyodrębnił pod nazwą serii Młynowca. W związku z tym G. Fischer wydzielił w metamorfiku Śnieżnika dwa różnowiekowe kompleksy diastroficzne, z których każdy miał swoją serię supra- i infrakrustalną.

Do kompleksu starszego (archaicznego) Fischer zaliczył osadową serię Młynowca, zbudowaną z monotonnych, ciemnoszarych paragnejsów biotytowych, rzekomo pozbawionych wkładek wapiennych, kwarcytowych i amfibolitowych. Seria ta miała być następnie ogarnięta intruzją magmy granitowej, która przeobraziła ją w migmatyczne gnejsy gieraltowskie. Zdaniem G. Fischera w pierwotnej postaci zachowała się ona jedynie w okolicy Młynowca i Bolesławowa.

Po długiej przerwie na sfałdowanym i zgradowanym obszarze osadziła się z kolei druga, bardzo gruba seria osadowa, należąca do młodszego kompleksu diastroficznego. Miała ona urozmaicony charakter litologiczny i wydzielona została pod nazwą serii strońskiej. Podczas orogenezy kaledońskiej seria ta wraz z utworami starszego kompleksu diastroficznego uległa sfałdowaniu i zmetamorfizowaniu regionalnemu. Równocześnie z ruchami kaledońskimi, wzdłuż powierzchni nieciągłości istniejącej między gnejsami gieraltowskimi a łupkami serii strońskiej wdarła się synorogeniczna kwaśna magma granitowa. Wyzyskała ona tektoniczne odkłucia obu tych kompleksów w czasie ruchów fałdowych. Po zastygnięciu uległa zgnejsowaniu, przechodząc w ortognejsy śnieżnickie. Fenokryształy skalenia zostały wywalcowane i częściowo zmiażdżone. Powstały wtedy wydłużone soczewkowate oka, często wrzecionowato wyciągnięte w jednym kierunku. Tak powstałe oczkowe granitognejsy śnieżnickie zamykają przedwaryscyjskie cykle rozwojowe omawianego regionu, cechujące się ruchami fałdowymi połączonymi z tworzeniem się nasunięć.

Zgodnie z wyżej przytoczonym schematem rozwoju litologiczno-stratygraficznego G. Fischer ustalił poniższe następstwo stratygraficzne poszczególnych utworów metamorfiku Śnieżnika (cyfry rzymskie podają następstwo wiekowe poszczególnych utworów):

Kompleks młodszy	{	utwory osadowej serii strońskiej	III
		granitognejsy śnieżnicke	IV
Kompleks starszy	{	łupki i paragnejsy Młynowca	I
		gnejsy i migmatyty gierałtowskie	II

Schemat ten posłużył mi do rozwiązania tektoniki całego metamorfiku Śnieżnika. Zgodnie ze schematem autor ten wydzielił części antyklinalne, których osie tworzyły gnejsy gierałtowskie otoczone gnejsami śnieżnicymi, natomiast strefy synklinalne — skały serii strońskiej. Ponieważ gnejsy gierałtowskie i śnieżnicke zanikają ku północnemu zachodowi, uważał on, że cały gmach metamorfiku Śnieżnika zanurza się w tym kierunku.

Występowanie gnejsów gierałtowskich w strefach antyklinalnych potwierdził E. Bederke (1943), odkrywając je w jądrze śnieżniczych granitognejsów Międzygórze.

W ujęciu G. Fischera stał się jednak trudny do wyjaśnienia fakt, że nowo wydzielona seria Młynowca w porównaniu z gnejsami gierałtowskimi zachowała się tylko na niewielkim obszarze. Wymagałoby to jej erozyjnego ścięcia aż do strefy korzeniowej włącznie, w okresie poprzedzającym sedymentację łupków strońskich, na co w pojęciu geologicznym było zbyt mało czasu.

Z podobną sytuacją jak koło Młynowca spotkali się geolodzy niemieccy w okolicach Żłotego Stoku, gdzie gnejsy typu gierałtowskiego szeroką strefą granityzują serię strońską. Granityzowanych przez nie łupków nie mogli oni wydzielić w odrębną serię, jak to zrobił Fischer, gdyż nie różnią się one niczym od serii strońskiej. Aby utrzymać przyjęty raz schemat, wyodrębnili więc oni dla odmiany gnejsy typu gierałtowskiego w nową jednostkę litologiczną pod nazwą gnejsów haniackich, przemilczając w objaśnieniach do map geologicznych tego obszaru ich charakterystykę.

Na innych obszarach, gdzie gnejsy gierałtowskie kontaktują bezpośrednio z łupkami łuszczkowymi, oddzielali je skomplikowanymi systemami uskoku, mimo iż w partiach tych można obserwować ciągle strefy granityzacyjne.

Ponadto dziwny wydaje się fakt, że gnejsy śnieżnicke, które intrudowały jakoby między łupki strońskie a gnejsy gierałtowskie, wytworzyły szerokie strefy gnejsów przejściowych czyli skał bardzo zbliżonych do gnejsów gierałtowskich. Nie wytworzyły natomiast skał przejściowych do wyżej leżących łupków łuszczkowych, które są bardziej podatne na tego rodzaju procesy.

Nie został również logicznie wytłumaczony

fakt silniejszego zaangażowania tektonicznego młodszych jakoby gnejsów śnieżniczych od starszych gnejsów gierałtowskich.

Stratygrafia serii strońskiej oprócz G. Fischera zajmował się również E. V. Vangerov (1943). Zestawił on na podstawie kilku przekrojów wykonanych w różnych częściach metamorfiku Śnieżnika następujący zbiorczy profil stratygraficzny:

**K a m b r:** Amfibolity z podrzędnymi porfiroidami (zmetamorfizowane wulkanity), miejscami ze złożami magnetytu, wapieniami i kwarcytami.

Łupki mikowe (przeważnie bardzo skąpo reprezentowane). Wapienie krystaliczne (marmury) w oddzielnych soczewkach do kilkudziesięciu metrów miąższości, przeważnie jasne, często z cienkimi wkładkami łupków mikowych.

**Algonk:** łupki mikowe o bardzo zmiennej miąższości, miejscami z kwarcytami grafitowymi.

Amfibolity z podrzędnymi porfiroidami, często bardzo dużej miąższości (zmetamorfizowane wulkanity).

Łupki mikowe z kwarcytami grafitowymi, małymi soczewkami wapiennymi, drobnymi wkładkami amfibolitów i z cienkimi wtrąceniami jasnych kwarcytów (miąższość zmienna).

Kwarcyty podstawowe (5—15 m miąższości).

Odgraniczenie utworów algonckich od kambryjskich oparł Fischer na wątpliwym założeniu, że grube soczewki wapienne odpowiadają dolnemu kambrowi, tak jak to się przyjmuje w Górach Kaczawskich.

Jednak już E. Bederke (1943, 1956) sugerował przynależność wapieni krystalicznych do serii algonckiej, a ponadto zwrócił uwagę, że uduku mentowane paleontologicznie utwory kambrosylurskie mają w Sudetach inne wykształcenie litologiczne niż seria strońska. Również z prac geologów czeskich wynika pośrednio, że seria strońska jest starsza, niż to przyjęli G. Fischer i E. V. Vangerov. R. Kettner (1922) podaje np., że seria zabrzeska, odpowiadająca strońskiej, osadziła się w algonku. To samo wynika z prac O. Kodyma i J. Svobody (1948, 1949, 1952) o budowie Karkonoszy oraz Gór Orlickich i Bystrzyckich, gdzie kompleksy łupków krystalicznych występują w bardzo podobnym wykształceniu.

Stanowisko geologów czeskich poparli również geolodzy i petrografowie polscy — H. Teisseyre i K. Smulikowski, którzy zapoczątkowali po drugiej wojnie światowej wnikliwe badania geologiczno-petrograficzne w okolicy Śnieżnika. K. Smulikowski (1952) podkreśla, że tak silne zmiany mechaniczne, w wyniku których zakrzepłe i dawno zeszywniałe granity przeszły w gnejsy, nie mogły powstać w tej samej fazie orogenicznej, w której doszło do iniekcji magmy. Ponieważ zgnejszowanie nastąpiło najpóźniej w orogenezie kaledońskiej, przeto iniekcja granitowa musiała się dokonać znacznie wcześniej. Należałoby zatem przyjmując

przynajmniej algoncki wiek serii strońskiej. Ustalona przez Vangerova stratygrafię łupków strońskich zakwestionował po raz pierwszy L. Watycha (1949). Natomiast prace geologiczno-kartograficzne J. Oberca (1957, 1958), referowane po raz pierwszy na zjeździe metodyczno-problemowym Dolnośląskiej Stacji Instytutu Geologicznego w 1956 r., oraz wyniki badań petrograficznych J. Ansilewskiego (1956) wykazały, że seria Młynowca nie jest bynajmniej tak monotonna pod względem petrograficznym, jak to twierdził G. Fischer. Jednocześnie została podana w wątpliwość potrzeba oddzielenia jej od serii strońskiej. Zresztą już L. Finckh i A. Götzinger na swej mapie z 1931 r. również nie oddzielali od siebie tych dwóch rzekomo różnych serii. Tak zwana seria Młynowca G. Fischera okazała się jedynie silniej sfeldspatyzowaną i zmigmatyzowaną serią strońską, a migmatyzującą ją gnejsy gieraltowskie należało uznać za młodsze. Fakt ten jak i dalsze obserwacje petrograficzne pozwoliły K. Smulikowskiemu na postawienie tezy, że gnejsy gieraltowskie razem ze śnieżnickimi powstały w jednym cyklu infrakrustalnym (1957, 1960). Uważa on, że gnejsy gieraltowskie są wynikiem migmatyzacji i metasomatycznej granityzacji suprakrustalnej serii strońskiej, przez wzbierającą od spodu palingenetyczną inwazję granitową, która w końcowej fazie doprowadziła do powstania granitognejsu śnieżnickiego.

K. Smulikowski stwierdza, że, w odróżnieniu od gnejsu gieraltowskiego, oczkowany gnejs śnieżnicki wyróżnia się swą alkalicznością i leukokratycznością, małą aktywnością na kontaktach, i że jest silnie pokrystalicznie zdeformowany. W niektórych przypadkach jednak może być on produktem dalej niż w gnejsach gieraltowskich posuniętej metasomatycznej granityzacji, polegającej na wtórnym wzroście porfiroblastów mikroklinu w drobnoziarnistym tle gnejsów gieraltowskich będących uprzednim produktem feldspatyzacji łupków mikowych. W innych miejscach te same granitognejsy śnieżnickie tworzą w łupkach intruzje o drobnoziarnistej aplitowej facji brzeżnej i ostrych kontaktach, co wskazuje na ich magmowo-intruzyjny charakter. Wynika stąd, że granitognejsy uległy również reomorfizmowi, a w głębszych częściach nawet palingenezie, i wciskane były podczas ruchów orogenicznych w wyższe poziomy serii suprakrustalnej. Mają więc one genezę urozmaiconą (Smulikowski 1957, 1960).

J. Oberc (1957), kartując okolice Młynowca i Bolesławowa na południowy wschód od Łądka, doszedł do wniosku, że część gnejsów gieraltowskich granityzuje sfałdowaną uprzednio okrywę suprakrustalną. Przypuszcza on na tej podstawie, że istnieją dwa różnowiekowe kompleksy gnejsów typu gieraltowskiego — przed- i podeformacyjne, czyli pre- i postorogeniczne. Również autor doszedł do podobnego wniosku. Uwagi swoje przedstawił na konferencji naukowej PAN w Międzygórzu w 1958 r., referując stosunki geologiczne w mylonitycznej strefie Złotego Stoku (Don 1958).

Jak wynika z przytoczonego rozwoju badań, budowa geologiczna metamorfiku Śnieżnika nie jest dotychczas wyjaśniona w sposób jednoznaczny. Istnieją sprzeczne poglądy, a ciągle przybywają nowe zagadkowe szczegóły i zarysowują się nowe powiązania genetyczne. W miarę gromadzenia materiału dokumentacyjnego, szczególnie kartograficznego, nasuwają się nowe wnioski.

W 1954 r. autor został zachęcony przez prof. dr H. Teisseyre'a do kartograficznego opracowania środkowej części metamorfiku Śnieżnika, stanowiącej białą plamę na szczegółowych mapach geologicznych. Do 1957 r. prace kartograficzne prowadził z ramienia Uniwersytetu Wrocławskiego, a wyniki przedstawił w niniejszej pracy. Były one przedyskutowane na konferencji naukowej PAN w Międzygórzu, podczas której autor omówił ciekawsze zagadnienia bezpośrednio przy odsłonięciach.

Rozpoczęte prace są kontynuowane od 1958 r. w ramach badań geologicznych prowadzonych przez Pracownię Sudecką PAN pod kierunkiem prof. dr H. Teisseyre'a, któremu serdecznie dziękuję za opiekę podczas kilkuletniej pracy.

Dziękuję również prof. dr K. Smulikowskiemu oraz jego współpracownikom za krytyczną dyskusję, która odbyła się podczas konferencji PAN dotyczącej metamorfiku kłodzkiego w maju 1958 r.

Mnie wspominam również ciekawe polemiki prowadzone z prof. dr J. Obercem oraz kol. H. Dziedzicową, I. Wojciechowską, M. Dumiczem, L. Kaszą i J. Gierwielańcem na tematy poruszone w niniejszej pracy. Pani dr H. Dziedzicowej dziękuję ponadto za pomoc w opracowaniu niektórych trudniejszych płytek cienkich.

## METODY PRACY I SPOSÓB INTERPRETACJI MAPY

Prace w terenie rozpocząłem od stosunkowo dokładnego i drobiazgowego kartowania geologicznego badanego obszaru i odtworzenia jego

zawiłej tektoniki. Znajomość wzajemnych stosunków przestrzennych poszczególnych typów litologicznych występujących tam skał była

w dużej mierze podstawą do określenia ich wieku geologicznego.

Pomogły mi w tym obserwacje mikrotektoniczne, drobne bowiem struktury obserwowane w poszczególnych okazach i odsłonięciach pozostają w ścisłym związku z wielkimi formami tektonicznymi i stylem ich budowy. Ułatwiają one w znacznym stopniu interpretację zdjęcia geologicznego.

Praca nad odtworzeniem budowy geologicznej była szczególnie trudna ze względu na obecność szerokich stref mylonitycznych. Dają one wyobrażenie o intensywności ruchów tektonicznych. Ruchy te były wielofazowe, miały zmienny charakter i związane były z różnymi orogenezami. Nakładały się one na siebie tworząc ostatecznie poligeniczne formy strukturalne. Kolejność zmian związanych z poszczególnymi ruchami trudno byłoby odtworzyć, gdyby nie istniały na badanym obszarze utwory odpowiadające poszczególnym cyklom diastroficznym. Wprawdzie brak jest na terenie Gór Żłoch i Krowiarek serii osadowych odpowiadających cyklowi kaledońskiemu i waryscyjskiemu, lecz zachowały się związane z poszczególnymi paroksyzmami górotwórczymi skały infrakrystalne, które wnikając ze stref głębszych w płytsze, kolejno zmieniały pierwotną serię osadową wraz ze starszymi od siebie utworami

głębinowymi. Należy przypuszczać, że nawarstwiały się one wiekowo w przestrzeni w odwrotnej kolejności niż skały osadowe, tworząc jak gdyby odwrócenie klasycznej zasady stratygrafii. W wyniku tych procesów powstała budowa piętrowa omawianej jednostki, przy czym utwory wgłębne orogenez prekambryjskich, wskutek ciągłej tendencji podnoszenia się górotworu krystalicznego i erozyjnego ściśnięcia jego górnych części, znalazły się, ogólnie rzecz biorąc, najpłycej, natomiast masy infrakrystalne związane z ruchami trzeciorzędowymi na ogół — najgłębiej. Zaangażowanie dynamiczne tych utworów powinno wzrastać wraz z ich wiekiem, gdyż w utworach starszych zarejestrowane zostały wszystkie młodsze ruchy tektoniczne.

Istnieje zatem w skorupie ziemskiej na pewnej określonej głębokości strefa zwrotna, od której zarówno w kierunku ku górze, jak i ku dołowi (skały głębinowe) będziemy ogólnie obserwować struktury coraz młodsze. Strefę tę będą tworzyły skały najstarsze w danym górotworze.

Jak wykazały ostatnie prace polskich geologów, najstarszymi utworami w metamorfiku Śnieżnika są łupki suprakrystalnej serii strońskiej.

## PRZEGLĄD LITOLOGICZNO-STRATYGRAFICZNY SKAŁ METAMORFIKU ŚNIEŻNIKA

### KOMPLEKS ŁUPKÓW STROŃSKICH

Serię strońską wydzielił po raz pierwszy pod tą nazwą G. Fischer (1935). Zwrócił on uwagę, że „pstry charakter” upodabnia ją do szeroko rozprzestrzenionych moldanubskich łupków krystalicznych, wydzielanych pod różnymi nazwami i nie zawsze paralelizowanych między sobą. W ogóle pstre serie masywu czeskiego nastęrczały i dotąd nastęrczają najwięcej trudności przy próbach paralelizacji stratygraficznej i zaliczane są przez różnych badaczy do utworów różnego wieku od prekambru do karbonu dolnego włącznie. Obecnie utarł się pogląd, iż w całości należą one do algonku i tworzą rozległą, sedymentacyjnie zróżnicowaną i w zmiennym stopniu zmetamorfizowaną okrywę moldanubiku. Stanowisko to ujął zwięźle Z. Misař (1957) stwierdzając, że wszystkie pstre serie, jak np. seria strońska, seria Młynowca, staromiejskie pasmo łupkowe, grafitowa seria velkovrbska i łupki kopuły kepernickiej w swym przeddewońskim rozwoju litologicznym, tektonicznym oraz metamorficznym nie różnią się zasadniczo, tworząc jeden kompleks stratygraficzny, który wyprowadzić można

z serii zabrzeskiej, w pojęciu R. Kettnera (1922) algonckiej. Jedynym zaś dotychczas kryterium określenia wieku metamorfozy tego krystalicznego kompleksu jest niezmetamorfizowany sylur pobliskich Gór Bardzkich, co podkreślali już E. Bederke (1922) i J. Oberc (1954).

Nawiasem można nadmienić, że G. Fischer wyraził w 1935 r. bardzo ciekawą hipotezę genezy samej serii zabrzeskiej, odbiegającą od wyżej podanego ujęcia. Mianowicie przypuszczał on, że wybitnie szarogłazowa seria zabrzeska może być młodszym poalgonckim fliszem, osadzonym w przedgórskim zapadlisku podczas kaledońskiego cyklu diastroficznego. Świadczy o tym jej słabszy stopień metamorfozy oraz bardzo monotony charakter fliszowy, przypominający gruby kompleks piaszczysto-łupkowy. Potwierdzenie tej hipotezy miałoby duże znaczenie dla określenia wieku gnejsów typu gieraltowskiego. Serię zabrzeską granityzują bowiem gnejsy, które R. Kettner (1922, 1947), J. Petranek i Z. Pouba (1947) paralelizują z gnejsami desneńskimi, mającymi podobny charakter migmatyczny jak gnejsy gieraltowskie.

Serię strońską tworzy gruby zespół supra-

krystalny, silnie zróżnicowany pod względem litologii. Zróżnicowanie to jest pierwotne oraz wtórne, związane z późniejszymi procesami metamorficznymi i tektonicznymi. Kartograficzne wyróżnienie i prześledzenie wszystkich odmian tej serii jest nierealne i byłoby technicznie trudne do przeprowadzenia. W związku z tym na mapie w obrębie serii strońskiej zostały wydzielone jedynie główne jej typy litologiczne, różniące się zasadniczo między sobą, a związane przede wszystkim z pierwotnym zróżnicowaniem sedymentacyjnym serii osadowej; są to: łupki łyszczykowe, łupki łyszczykowc- i kwarcytowo-grafitowe, kwarcyty, wapienie krystaliczne oraz amfibolity.

**Łupki łyszczykowe.** Stanowią one główne tło litologiczne serii strońskiej omawianego obszaru. Były obserwowane w licznych odsłonięciach naturalnych i sztucznych, w szurkach i rowach oraz w zwierzelinie.

Barwa ich jest najczęściej szarzielona z przejściem do brązowej lub czarnej. Łupki łyszczykowe są wyraźnie zróżnicowane mineralogicznie, strukturalnie i teksturalnie. Są one homeoblastyczne, rzadziej heteroblastyczne, a wyraźna foliacja zgodna jest na ogół z pierwotnymi płaszczyznami warstwowania. Dzielą się one na płyty różnej grubości, lub występują w odmianach liściastych. Głównymi minerałami łupków łyszczykowych są muskowit i biotyt, rzadziej serycyt i chloryt oraz kwarc. Ponadto występują w zmiennych ilościach skalenie potasowe i plagioklasy, granaty, staurolit, turmalin, hornblenda, grafit oraz apatyt. Z rzadszych minerałów akcesorycznych stwierdzono obecność rutylu, cyrkonu, epidotu, dystenu, zoizytu, andaluzytu, magnetytu i siarczków.

Pod mikroskopem widać, że różnej wielkości blaszki muskowitu wykształcone są zazwyczaj ksenoblastycznie i układają się wyraźnie w cienkie plastry i smugi otulające soczewki kwarcowe, podkreślając łupkową teksture skały. Często są dynamicznie zdeformowane i tworzą drobne sfałdowania, na przegięciach których większe blaszki uległy załamaniu lub rozkruszeniu i wzajemnemu poprzesuowaniu. W związku z tym spotyka się agregaty muskowitu złożone z różnie optycznie zorientowanych kryształów. Muskowit występuje w łupkach łyszczykowych w zmiennych ilościach, tworząc niekiedy srebrzystoszare odmiany grubo-liściastych łupków muskowitowych. Odmiany takich łupków występują w postaci niewielkich soczewek w okolicach Konradowa, Trzebieszowic i Waliszowa.

Biotyt jest na ogół rzadszym składnikiem łupków łyszczykowych. Występuje w drobnych strzępach, zazębiając się z muskowitem. Krysz-

tały jego są w różnym stopniu schlorytyzowane. Biotyt występuje ponadto w skupieniach lub w postaci pojedynczych, stosunkowo dobrze wykształconych kryształów, ustawionych poprzecznie do ogólnej foliacji, często zgodnie z wtórnym złupkowaniem. Wydaje się, że jest to jego młodsza, postkinetyczna odmiana. Ilość biotyту zwiększa się na ogół na kontakcie z gnejsami, co wyraźnie zaznacza się w strefach granitvzacji łupków łyszczykowych w pobliżu gnejsów typu gierałtowskiego, gnejsów haniackich oraz granitów jawornickich. W płytkach cienkich wykonanych ze skał pochodzących ze stref kontaktowych stwierdzono przezwagę biotyту nad muskowitem. Tworzy on smugi lub porzrucany jest bezładnie w soczewkach kwarcowo-skaleniowych. Występuje w postaci odmian zielonych lub oliwkowożółtych, a chlorytyzacja jego jest raczej znikoma.

Łupki tego rodzaju przechodzą często w paragnejsy biotyтуwo-oligoklazowe. Występują one w szerokim do 2 km pasie w obrębie mylonitów złotostockich, następnie koło Orłowca oraz w części osiowej antykliny Gierałtowa, gdzie gnejsy typu gierałtowskiego granitvzują silnie sfałdowaną serię łupków łyszczykowych. Ponadto większy niż normalnie udział biotyту można zauważyć w niektórych częściach sfałdowanych łupków koło Rogózki oraz w głównym grzbiecie Krowiarek, gdzie (łupki stoku Modlisza) rozrzucony bezładnie i silnie pleochroiczny biotyt zawiera wrostki epidotu, jest więc wraz z epidotem nowotworem w tej skale.

Kwarc występujący w łupkach łyszczykowych związany jest z pierwotnym osadem lub z różnowiekowymi żyłami epigenetycznymi. Kwarc syngenetyczny tworzy soczewkowe agregaty drobnych ziarn, zazębiających się ze sobą i fałście wygaszających światło. Wykazują one silną deformację, czasem ze znamionami kataklazy. Drobne wrostki takich minerałów, jak serycyt, cyrkon, lub też pigment grafitowy, w ziarnach kwarcu świadczą o jego rekrystalizacji. Udział kwarcu w łupkach jest zmienny, tak że obserwowane są przejścia do kwarcytów, których większe wystąpienia wydzieliłem kartograficznie.

**Kwarcyty i łupki kwarcytowe.** Grupują się one w okolicy Konradowa i Waliszowa oraz w strefie Skrzyńki. Są to masywne i twarde skały o barwie popielatoszarej do jasnożółtej, silnie sfałdowane i tworzące porzrucane soczewki o grubości do 15 m, wyjątkowo 30 m. Odmiany masywne pozbawione są często tekstur kierunkowych i występują w zwałach ławicach. Są one lokalnie intensywnie spękane, a wietrzejąc rozpadają się na ostrokrawędziste bloki, zabarwione rdzawymi nalotami tlenków

żelaza. Stanowią najodporniejsze i najtwardsze skały opisywanego terenu.

Pod mikroskopem lite odmiany kwarcytu ujawniają teksturę bezkierunkową, strukturę homeoblastyczną, drobno- i średniokrystaliczną. Niekiedy ziarna kwarcu zdradzają ślady pierwotnego zackrąglenia, a czasem są prawie owalne lub kuliste. Mają różnie zorientowane osie optyczne, a światło wygaszają plamiście. Tylko nieliczne ziarna są wzajemnie zazębione. Oprócz kwarcu występują małe domieszki muskowitu i biotyty, przy czym ten ostatni jest znacznie rzadszy i najczęściej schlorytyzowany. Procesowi chlorytyzacji towarzyszy zazwyczaj wydzielanie drobnego pigmentu żelazistego. Występują też nieliczne skalenie potasowe i plagioklasy, które są prawdopodobnie pierwotne. Przemawiają za tym zarówno ich zackrągłone kształty, jak i rozmiary utrzymujące się w ramach średnicy ziarn pierwotnego sedymentu. Natomiast obserwowane w niektórych płytkach cienkich nieproporcjonalnie duże skalenie o kształtach ksenomorficznych, zawierające liczne wrostki kwarcu i serycytu oraz nie wykazujące wyraźnych deformacji dynamicznych, powstały w późniejszych procesach ogólnej feldspatytacji serii strońskiej.

Muskowit, gromadzący się szczególnie na płaszczynach oddzielności, podkreśla uwarstwienie i laminację skały. Przy zwiększonej zawartości muskowitu, który skupia się w plasty lub cienkie warstewki, kwarcyt masywny przechodzi w łupki kwarcytowe. W odmianach tych wrzecionowate laminy kwarcowe składają się na ogół z drobniejszych agregatów silniej zazębionych ziarn o wyraźniejszych znamionach rekrytalizacji. Zniekształcone ziarna kwarcu są często wydłużone i układają się dłuższymi osiami równoległe do siebie, nadając skale teksturę łupkową. Również zaangażowanie tektoniczne jest w łupkach kwarcytowych silniej uwydatnione przez wywalcowanie oraz pokruszenie, lub też wygięcie blaszek muskowitu, serycytu i na ogół schlorytyzowanego biotyty, szczególnie na przegubach drobnych fałdów. Małe blaszki serycytu rozrzucone są również bezładnie wśród ziarn kwarcu.

Łupki kwarcytowo-grafitowe i łyszczykowo-grafitowe. W łupkach łyszczykowych i kwarcytowych pojawiają się miejscami większe lub mniejsze domieszki grafitu, które tworzą czasami czarne smugi i przewarstwienia, a nawet soczewki i większe ławice. Szczególnie licznie domieszki grafitowe występują w pasie między Marcinkowem a Romanowem oraz koło Kątów Bystrzyckich. Ciekawe, że na obszarach tych stanowią one często zasadniczy składnik zwietrzliny, nie odpowiadający objętościowemu stosunkowi tego minerału w łupkach łyszczykowych. Najwięcej

w zwietrzelinie spotyka się łupków kwarcytowo-grafitowych, ponieważ wietrzeją one najwolniej. Utrudnia to w znacznej mierze ich kartowanie. Na południowych polach Radochowa dominują wyraźnie w zwietrzelinie, natomiast w profilu poprzecznym, odsłoniętym we wcięciu o długości około 1 km, zaobserwowano wśród łupków łyszczykowych i kwarcytowych jedynie cztery wkładki grafitowe o miąższości dochodzącej do kilku metrów. Grafit w tych skałach występuje w odmianach matowoczarnych, silnie brudzących, i jest źle wykrytalizowany. Ilość jego dochodzi do 10%. Pod mikroskopem można zauważyć, że większe skupienia grafitu bywają przerośnięte muskowitem i biotytem oraz niekiedy dość gęsto pirytem. Grafit tworzy również zanieczyszczenia wewnątrz kryształów kwarcu, gdzie dostał się podczas procesów rekrytalizacji. Najczęściej występuje jednak w postaci pyłu wzdłuż płaszczyn laminacji, podkreślając wraz z kierunkowo zorientowanymi granoblastycznymi ziarnami kwarcu oraz łyszczyków kierunkową teksturę skały.

Łupki łyszczykowo-grafitowe są miękkie i rozsypują się w palcach. Stanowią one doskonały materiał poślizgowy i dlatego napięcia tektoniczne wyładowywały się najłatwiej wzdłuż ich powierzchni. W związku z tym są one silnie powygniātane, zlustrowane oraz wywalcowane w nieregularne łuski, lub też rozsmarowane na powierzchniach ślizgowych. Występują często wzdłuż płaszczyn uskokowych. Natomiast łupki kwarcytowo-grafitowe są twarde i zwięzłe, bardzo często silnie zbrekciowane. Spękania wypełnione zostały mlecznym kwarcem żyłowym. Jednak i łupki kwarcowo-grafitowe musiały ulegać w pewnych warunkach silnemu uplastycznieniu, gdyż m. in. na górze Siniak zawierają liczne żyłki jasnego kwarcu, plastycznie pofałdowane na podobieństwo trześciowców.

E. F. Vangerov (1943) uważał, że kwarcyty jasne, tworzące 5—15 m grubą warstwę, rozpoczęły sedymentację serii strońskiej na zgradowanym uprzednio archaicznym masywie gnejsów gieraltowskich i serii Młynowca. Jednak obserwowane w spągu kwarcytów przejścia sedymentacyjne świadczą o śródformacyjnym, a nie bazalnym ich charakterze. Niemniej jednak z ogólnego położenia bardzo grubej serii strońskiej można by wnioskować, że zarówno kwarcyty jasne jak i grafitowe w odróżnieniu od wapieni występują raczej w jej części spągowej.

Marmury. Elementem litologicznym serii strońskiej zwracającym uwagę geologów są wapienie krystaliczne, czyli marmury. Tworzą one największe oraz najbardziej charaktery-



styczne wtrącenia w łupkach łyszczykowych i były od dawna eksploatowane dla celów budowlanych.

Szczególnie rozległe ich pokłady znajdują się w obrębie Krowiarek. Tworzą one tam poziomy dające się prześledzić kartograficznie na dużych przestrzeniach. W kierunku południowo-wschodnim poziomy te są coraz silniej porożrywane i wyprasowane w soczewki, tak że w okolicach Nowego Waliszowa i Rogózki trudno już poszczególne wystąpienia wiązać ze sobą.

Poza Krowiarkami niewielkie soczewki wapieni krystalicznych występują w blastomylonitycznych łupkach łyszczykowych Gór Żółtych między Trzebieszowicami a Żółtym Stokiem. W strefie tej, a szczególnie w pobliżu intruzywnego masywu kłodzko-żłotostockiego oraz granodiorytów jawornickich, wapień te zostały silnie okruszczone.

Marmury serii strońskiej są drobno- lub średniokrystaliczne, na ogół wyraźnie uławiczone. Mają barwy jasne, od białokremowej do różowej, lecz często spotyka się również odmiany szare. Marmury zawierają zmienne domieszki muskowitu i serycytu podkreślające uławiczenie skały. Partie ubogie w łyszczyki i bardziej gruboziarniste przedstawiają granoblastycznie przekrystalizowane odmiany masywne, o teksturze bezkierunkowej. Pod mikroskopem obserwuje się w nich równoziarniste, dobrze wykształcone i różnie zorientowane kryształy dolomitu lub kalcytu, ujawniające liczne polisyntetyczne prążki bliźniacze. Średnica ziarn nie przekracza na ogół 2 mm. Oprócz tego obserwuje się drobne domieszki ziarn kwarcu o kształtach zaokrąglonych, fałście wygaszających światło. Ponadto czasem występują bezładnie rozrzucone łuseczki jasnego łyszczyku oraz ciemny pigment żelazisty. Rzadko spotykany piryt i grafit występują raczej w odmianach bogatszych w domieszki łyszczyków.

Stosunek dolomitu do kalcytu jest różny i dlatego w omawianej strefie znajdują się zarówno marmury dolomitowe (Kuźniar 1960), jak i dolomitowo-kalcytowe. Obserwuje się przejście jednej odmiany w drugą i dlatego trudno odróżnić je na podstawie obserwacji makroskopowych. Na ogół marmury dolomitowe są bardziej drobnoziarniste i silniej splekane na ostrokrawędziste bloczki zlepione spoiwem wapnistym, a w okolicy Waliszowa również wapnisto-żelazistym. Marmury dolomitowe wskutek wietrzenia rozpadają się na ostrokrawędzisty gruz. Barwa ich zmienia się od białej, poprzez kremową do różowej. Występują one przede wszystkim w południowo-zachodniej części Krowiarek, tworząc porożrywany uskami pas wychodni, zaznaczający się od Miel-

nika na północnym zachodzie, aż poza Nowy Waliszów na południowym wschodzie, gdzie wraz z łupkami łyszczykowymi tworzą osłonę masywu Międzygórze. Drugie duże wystąpienie znane jest z okolic Romanowa Górnego w północnej części Krowiarek. Marmury dolomitowe w Romanowie mają kształt grubej soczewki, której oś podłużna ma ponad 1 km, a poprzeczna około 300 m długości. Wapieniom dolomitycznym towarzyszą tutaj kwarcyty oraz łupki kwarcytowo- i łyszczykowo-grafitowe. Ponadto w południowo-zachodniej strefie dolomitów na przedłużeniu gnejsów elementu antyklinorialnego Międzygórze pojawiają się jeszcze dwukrotnie gnejsy śnieżnickie.

Marmury kalcytowo-dolomitowe, a miejscami kalcytowe, występują w środkowej i północnej części Krowiarek oraz w Górach Żółtych. W Krowiarkach tworzą one szerokie i ciągle wychodnie, tektonicznie niezbyt silnie naruszone. W odróżnieniu od marmurów dolomitowych nie towarzyszą im łupki kwarcytowe i grafitowe. Barwy ich zmieniają się od białych do ciemnoszarych z odcieniami niebieskimi, zielonymi lub różowymi. Są przeważnie średnioziarniste i w słabszym stopniu splekane. Między Nowym Waliszowem a Górnym Romanowem w wapieniach tych zaznacza się wyraźne zamknięcie synkliny z osią zanurzającą się ku północnemu zachodowi. W tej sytuacji można przypuszczać, że opisane poprzednio marmury dolomitowe występują na obu skrzydłach synkliny i można je uważać za partie antyklinalne. Tym samym należałoby przyjąć istnienie dwóch stratygraficznych poziomów wapieni krystalicznych w Krowiarkach. Niższy poziom tworzą wapień dolomitowe, należące wraz z kwarcytami, skałami grafitowymi i łupkami łyszczykowymi do osłony gnejsów występujących w jądrze antyklinorium. Wyższy poziom, oddzielony od niższego serią łupków łyszczykowych, stanowią marmury mniej dolomityczne, występujące w odróżnieniu od poprzednich głównie w postaci grubych i ciągłych pokładów.

Powyższe ujęcie różni się od poglądów J. Kuźniara (1960), który przyjął istnienie tylko jednego głównego poziomu marmurów w Krowiarkach, zamykającego cykl sedymentacyjny serii strońskiej. Jednak zarówno obserwacje terenowe, jak i analiza materiału kartograficznego, nie dają podstawy do twierdzenia, że wapień kończyły sedymentację serii osadowej. Świadczy o tym chociażby fakt, że zarówno marmury dolomitowe jak i marmury kalcytowo-dolomitowe przechodzą w stropie w sposób mniej lub bardziej ciągły w łupki łyszczykowe. Również i przedstawione przez J. Kuźniara przekroje poprzeczne przez Krowiarki wydają się w świetle nowego zdjęcia geologicznego mało przekonywujące.



W marmurach obu poziomów obserwuje się zmienne ilości serycytu i muskowitu, rozproszone bezładnie w odmianach masywnych lub też układające się pasmowo w odmianach płytowych. Przy ilościowym ich wzroście laminacja marmurów staje się wyraźniejsza, a ponadto pojawiają się w nich wkładki łupków łyszczykowych, często wapnistych. Miąższość ich jest różna i dochodzi miejscami do kilkunastu, a nawet do 30 m. W związku z tym główne poziomy wapieni są często przedzielone cieńszymi lub grubszymi warstwami oraz licznymi soczewkami łupków łyszczykowych, co szczególnie wyraźnie widać w pasmie marmurów dolomitycznych występujących wzdłuż uskoku rowu górnej Nysy. Jednak prócz pierwotnych przyczyn sedymentacyjnych wycisnęły tutaj swoje piętno również zjawiska tektoniczne, pod wpływem których ciągle pokłady marmurów zostały porozrywane w oddzielne soczewki. Są one często krótkie, lecz grube i przypominają, w pewnym sensie, formy budinażowe. Miąższość ich jest bardzo zmienna, czasami przekracza nawet 100 i 200 m. Możliwe, że jest to miąższość wtórna, spowodowana plastycznym wyciskaniem form budinażowych powstałych w środowisku łupków łyszczykowych. Przykładem takich form są wapienie Nowego Waliszowa, Rogózki i Romanowa. Jednak mimo porozrywania układają się one w pewne poziomy, a na podstawie ich przebiegu można prześledzić formy tektoniczne, w budowie których biorą udział.

W trakcie procesów metamorficznych wapienie przekształciły w marmur, a koło Żłotego Stoku przeszły nawet w skały diopsydowo-tremolitowe. Poza jednym wypadkiem koło Żłotego Stoku nie zauważono, aby wapienie krystaliczne powiązane były z łupkami amfibolitowymi lub amfibolitami, mimo istnienia szerokich stref przejściowych w postaci wapnistych łupków łyszczykowych, które swym składem odpowiadały pierwotnym margłom.

Zjawiska krasowe rozwinięte są w wapieniach strońskich raczej słabo. Spotyka się w nich nieregularne kawerny i wyźłobienia, a miejscami leje. Jedynie w Radochowie i Rogóźnie znane są większe grotty krasowe. Z jaskini w Radochowie opisano szczątki niedźwiedzia jaskiniowego (Zotz 1939, Kowalski 1954). Najbardziej odporne na wietrzenie są grubolawicowe marmury masywne i one to często tworzą w terenie wyraźne grzędy morfologiczne.

**Amfibolity.** Charakterystyczną grupą skalną serii strońskiej są również amfibolity. Geneza ich nie jest dotąd dostatecznie wyjaśniona. Rekrystalizacja zatarła ich pierwotne cechy strukturalne, co bardzo utrudnia rozwiązanie tego problemu. Badania szczegółowe prowadzone przez K. Smulikowskiego u źródeł

Białej Łądeckiej wykazały, że oprócz skał amfibolitowych pochodzenia magmowego występują, wśród łupków strońskich, paraamfibolity. Należą do nich najprawdopodobniej afanityczne łupki amfibolowe, wykazujące drobną laminację wywołaną naprzemianlegościami cienkich warstewek jaśniejszych i ciemniejszych. Na badanym obszarze podobne amfibolity występują na północnych zboczach doliny Białej Łądeckiej na przestrzeni około 12 km, od Krosnowic aż do Trzebieszowic. Między Ołdrzychowicami a Trzebieszowicami miąższość ich dochodzi do 300 m. Jasne laminy amfibolitów są wzbogacone w plagioklasy, diopsyd, epidot, zoizyt i kalcyt, a sporadycznie w muskowit, serycyt i kwarc. W warstewkach ciemnych dominuje hornblenda, diopsyd i plagioklasy oraz biotyt lub chloryt i epidot. Śladowo występują tytanit, skapolit i tlenki żelaza. Składniki te zajął się nawzajem i wszystkie są przekryształizowane. Laminy poprzecinane są poprzecznymi żyłkami prenitowymi i kalcytowymi.

Tego typu amfibolity w niektórych miejscach, jak np. w podciętych tarasie koło kościoła w Trzebieszowicach, zdradzają jeszcze stosunkowo wyraźne cechy pierwotnej sedymentacji. Powstały one prawdopodobnie przez metamorfozę drobnowarstwowych osadów marglistych i dolomityczno-żelazistych. Nie jest również wykluczone, że tworzą one rozległy poziom zmetamorfizowanych tufitów związanych z zasadowymi wulkanitami.

Oprócz amfibolitów pasma Białej Łądeckiej na skartowanym obszarze stwierdziłem około 80 innych wystąpień amfibolitów w formie przypadkowo rozrzuconych soczewek. Nie grupują się one w ciągłe strefy, które mogłyby odpowiadać dawnym poziomom sedymentacyjnym. Forma pojedynczych wychodni tych amfibolitów jest bardzo charakterystyczna. Tworzą one w obrębie łupków łyszczykowych zgodne soczewki, krótkie lecz często grube, które czasami łączą się ze sobą w zespoły, ale nigdy wzdłuż biegu, a raczej zawsze zgodnie z upadem. Nawet blisko położone wychodnie trudno jest łączyć w struktury przypominające układ skał osadowych. Klasyczny pod tym względem przykład stanowią m. in. amfibolity okolic Nowego Waliszowa, zajmujące wraz z przewarstwiającymi je łupkami łyszczykowymi powierzchnię około 1/2 km<sup>2</sup>. Wystąpienie to składa się z licznych soczewek amfibolitów o długości 300—400 m; leżą one jedna nad drugą w kolejności stratygraficznej i razem z łupkami łyszczykowymi stanowią serię o miąższości ponad 600 m. Ku zachodowi szeregi takich soczewek zlewa się w jeden większy zespół. Nie obserwuje się tutaj struktur warstwowych, które zachowały się np. w marmurach znajdujących się w bliskim sąsiedztwie.

Marmury nawet w częściach marglistych, najbardziej predysponowane do przeobrażeń w amfibolity, nie zdradzają śladu amfibolityzacji. Charakterystyczny układ tych amfibolitów podobny jest raczej do form iniekcji, które R. Kettner (1957) wyróżnił jako typ cedrowy.

Megaskopowo w amfibolitach można wydzielić odmiany wyraźnie łupkowe oraz odmiany masywne. Barwy ich są ciemnoszarzielone. Pod mikroskopem uwidacznia się struktura nematoblastyczna, o wyraźnym złupkowaniu i tendencji do tworzenia struktur oczkowych. Składem mineralnym nie różnią się zasadniczo od amfibolitów laminowanych. Z plagioklazów oznaczono metodą linii Beckego albit ( $n'_\alpha$  i  $n'_\gamma$  plagioklazu  $< n'_\omega$  kwarcu). Tworzy on nieregularne ziarna bez śladu łupliwości i zbliżniczeń z licznymi wrostkami minerałów podobnych do epidotu i apatyty. Sporadycznie spotyka się ziarna o zbliżniczeniach albitowych. Albit zażębia się z ziarnami kwarcu, które mają również nieregularne zarysy. Zoizyt tworzy krótkie słupki, charakteryzujące się niezwyklejmi (atramentowymi) barwami interferencyjnymi. W budowie tych agregatów bierze również udział kalcyt.

Hornblenda, tworząca pręcikowe skupienia, wykazuje stosunkowo silny pleochroizm (barwy od żółtozielonawych do intensywnie zielonych) i charakteryzuje się dobrą łupliwością według ścian słupa. Widoczna jest też oddzielność zgodna z płaszczyzną 001. Wśród pręcików amfiboli występują również ułożone pasmowo nieregularne ziarna tytanitu, rutyłu i relikty ilmenitu oraz biotyty, który pochodzi prawdopodobnie z przeobrażenia amfiboli. Orientacja optyczna hornblendy i biotyty jest zgodna. Zbiotyzowanej hornblendzie towarzyszy dość licznie występujący epidot oraz drobny pigment żelazisty.

Ziarna kwarcu są nieliczne i mają charakter rekrytalizacyjny. Niekiedy tworzą soczewki między smużkami hornblendowo-epidotowymi. Kalcyt obok minerałów grupy epidotu jest najprawdopodobniej produktem rozkładu skałeni zasadowych, które rzadko spotyka się w amfibolitach. Rzadko, ale nieraz w dużych ilościach występują w amfibolitach granaty.

Niektóre odmiany amfibolitów przypominają megaskopowo jasnozielone łupki chlorytowe, silnie wyprasowane tektonicznie. Obok opisanych wyżej minerałów zawierają one szczególnie dużo zoizytu (saussurytyzacja).

Masywne średnio- i grubokrystaliczne amfibolity spotkałem w okolicach Skrzyńki. Pod mikroskopem zdradzają one strukturę homeoblastyczną, teksturę zaś bezkierunkową. Składem mineralnym nie odbiegają od opisanych poprzednio odmian łupkowych. Wydaje się

tylko, że są uboższe w plagioklasy, które mogą czasami zawierać wrostki hornblendy, augitu, epidotu i tytanitu. Z minerałów ciemnych występuje w nich ponadto augit diopsydowy ( $z/\gamma = 42-44^\circ$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,030$ ), zielona hornblenda zwyczajna ( $z/\gamma = 15-17^\circ$ ,  $n_\gamma - n_\alpha = 0,022-0,038$ ) oraz akcesoryczny tytanit.

Metamorfizm i feldspatyżacja suprakrystalnej serii strońskiej. Opisana wyżej seria strońska tworzy w sumie bardzo gruby kompleks suprakrystalny, który pierwotnie zróżnicowany był na osady ilastopiaszczyste i wapienno-margliste, miejscami bogate w substancję organiczną. Kompleks ten zawierał poza tym tufy i wulkanity zasadowe, co ilustruje cytowany na stronie 81 profil stratygraficzny Vangerova. Wiek sedymentacji tych skał nie został dotychczas ostatecznie określony ze względu na brak dowodów paleontologicznych. Obecnie przeważa jednak pogląd, że utwory te należą do prekambriu i już wtedy uległy sfałdowaniu połączonemu z metamorfizmem regionalnym. Podczas kolejnych orogenez procesy metamorficzne i tektoniczne nakładały się, przeobrażając coraz bardziej serię suprakrystalną.

W kolejnych orogenezach działały również procesy wgłębne, granityzujące od dołu i migmatyzujące fałdowaną serię osadową. Wyższe części tej serii zostały ogarnięte przez daleko sięgające fronty feldspatyżacji (Milewska 1958, Smulikowski 1960), które rozprzestrzeniały się nierównomiernie, wykorzystując wszelkie powierzchnie nieciągłości, tworzące się w trakcie fałdowania, oraz stare powierzchnie sedymentacyjne. Procesami tymi najsilniej dotknięte zostały łupki łyszczkowe, które w wypadkach daleko posuniętej feldspatyżacji przeszły w paragnejsy. W mniejszym stopniu dotknięte zostały feldspatyżacją kwarcyty, amfibolity i marmury.

Wyłania się zagadnienie, ile kolejnych faz feldspatyżacji przeniknęło metamorfizowany kompleks osadowy. Zagadnienie to łączy się z ogólniejszym problemem ilości kolejnych procesów, które uruchamiały elementy wgłębne, prowadzące do przeobrażenia suprakrystalnej serii strońskiej.

Niewątpliwie najmłodszą fazą feldspatyżacji wiązać można z pojawieniem się granitoidów waryscyjskich. Zasięg jej był jednak stosunkowo niewielki i ograniczał się do stref brzeżnych granitoidów. Dla przykładu — feldspatyżacja idąca od sjenitów złotostocko-klodzkiech sięga przeciętnie 50, a wyjątkowo 200 m w głąb osłony. Nieco dalej, ale również na ograniczonym obszarze, zaznaczyła się feldspatyżacja związana z granitoidami jawnickimi.

Starsze fazy feldspatyżacji obejmują nato-

miast regionalnie cały obszar masywu Śnieżnika i nie zawsze zależne są od kontaktów z gnejsami, a przynajmniej z gnejsami śnieżnickimi. Jak się wydaje, można wyróżnić przynajmniej dwa etapy feldspatytacji.

Pierwszy z nich miał miejsce przed lub, co jest bardziej prawdopodobne, podczas silnych ruchów, które sfałdowały bardzo intensywnie serię strońską. Sfeldspatygowane łupki łuszczkowe zbliżone są wyglądem do mniej lub bardziej masywnych drobno- i równoziarnistych, ciemnoszarych paragnejsów laminowanych. Małe ziarna plagioklazów występujące w warstewkach skaleniowo-kwarcytowych są wraz z pozostałymi minerałami zaangażowane tektonicznie. Podlegają one ogólnemu złupkowaniu, są postrzępione i na ogół silnie zserycytowane. Plagioklasy te należą najczęściej do kwaśnych oligoklazów, rzadziej do albitów (5—18% An). Ilość ich zmienia się w szerokich granicach. Łupki łuszczkowe zostają czasem przeobrażone w paragnejsy, wzbogacone w kwarc i ewentualnie w biotyt. Paragnejsy te bezpośrednio nie są zależne od kontaktów z jakikolwiek gnejsami lub innymi skałami głębinowymi badanego obszaru.

Do drugiej, postkinematycznej feldspatytacji należą najprawdopodobniej skalenie tworzące milimetrowej, a rzadziej centymetrowej, średnicy porfiroblasty niezależne od pierwotnego złupkowania, które układają się zwykle bezładnie. Są one stosunkowo dobrze wykształcone i zawierają liczne wrostki kwarcu, cyrkonu lub agregaty mineralne zdradzające dawne tekstury. Obserwowane nieraz różnice pomiędzy kierunkiem ułożenia wrostków a ogólnym kierunkiem złupkowania, np. łukowate ułożenie wrostków w stosunku do złupkowania, świadczą iż wzrastały one podczas ruchów górotwórczych.

Przykładem dwukrotnie sfeldspatygowanych serii mogą być łupki i paragnejsy głównego grzbietu Krowiarek oraz łupki, a właściwie paragnejsy okolic Konradowa i Rogózki. Zarówno makroskopowo, jak i pod mikroskopem obserwuje się w nich wfałdowane pasma muskowitzowo-biotytowe (chlorytowe) przedzielone pasmami kwarcowo-skaleniowymi. Pakiety łuszczkowe są wyszlizgane i ułożone w strome fałdki. W niektórych płytkach cienkich widać znamiona rekrystalizacji, jaka odbywała się już po plastycznym wymieciu skały. Na ciemnym tle plagioklasy rozrastają się czasem do rozmiarów porfiroblastycznych, zdradzając skłonność do automorfizmu. Pozornie koncentrują się one w strefach zgodnych z laminacją, lecz częściej rozrzucone są bezładnie. W większości przypadków są to albity lub oligoklasy. Różnica między drobnoziarnistymi zespołami pla-

gioklazów, które na ogół są silnie zmętniałe i zserycytowane, a większymi i czystszyimi porfiroblastami albitowo-oligoklazowymi nasuwa przypuszczenie, że pochodzą one z dwóch wiekovo różnych generacji.

W wyniku silnej feldspatytacji obserwuje się przejścia od łupków łuszczkowych do paragnejsów, przy czym w tych ostatnich zakonserwowane są jak gdyby tekstury skał wyjściowych. Uległy one jedynie pewnemu rozluźnieniu i rozładowaniu; w tych miejscach obserwuje się ponadto wyraźniejsze cechy rekrystalizacji oraz wzrost udziału biotyту w stosunku do muskowitzu. Przewaga ciemnego łuszczku rośnie wraz z intensyfikacją granitytacji i wiąże się prawdopodobnie z pojawieniem mikroklinu. Występuje on w paragnejsach zrazu w drobnych ilościach między agregatami skaleniowo-kwarcowymi, później zaczyna otaczać ziarna plagioklazowe, a następnie koroduje je i wnika do ich środka. Penetrację mikroklinu ułatwia silne rozdrobnienie plagioklazów, w związku z czym procesowi wypierania ulegają przede wszystkim plagioklasy starsze.

Mikroklinizacja, w odróżnieniu od feldspatytacji plagioklazowych, ma mniejszy zasięg, i zdaje się być wraźniej powiązana z wystąpieniami skał głębinowych. Obserwuje się ją w strefach granitoidów warwscyjskich oraz na obszarach intensywnej granitytacji, w wyniku której powstały skały przejściowe do gnejsów typu gieraltowskiego. Tak na przykład występują one w osiowej części antyklinorium Gieraltowa i w mylniczej strefie Złotego Stoku, gdzie gnejsy haniackie szeroką strefą granitytują swą okrywą. Podobnej mikroklinizacji łupków łuszczkowych w pobliżu kontaktów z gnejsami śnieżnickimi nie obserwowałem.

W odsłonięciach można również zaobserwować, ale już rzadziej, strefy granitytacji przebiegające niezgodnie w stosunku do zaburzonych i sfałdowanych struktur łupków łuszczkowych.

Ustalenie kolejności faz feldspatytacji i granitytacji serii strońskiej oraz określenie stosunku tych procesów do ruchów tektonicznych jest bardzo trudne. Dalsze gromadzenie materiału faktycznego, a szczególnie zastosowanie metod analizy drobnych struktur tektonicznych i mikroskopowej analizy strukturalnej, pozwoli na przedyskutowanie dotychczasowych poglądów w oparciu o nowe fakty.

Oprócz skaleni, w trakcie przeobrażeń metamorficznych serii strońskiej, tworzyły się również inne minerały, występujące w niewielkich ilościach (minerały akcesoryczne). Określają one w pewnym stopniu termodynamiczne warunki procesów geochemicznych działających podczas metamorfizmu.

Najczęściej występującymi minerałami akcesorycznymi w łupkach łyszczykowych są granaty. Tworzą one czerwono-brunatne, dobrze wykształcone kryształy o zmiennej wielkości — od mikroskopijnej do 1 cm. W niektórych strefach stają się one jednym z głównych składników skały. Znaczną ilość granatów obserwuje się w łupkach łyszczykowych Marcinkowa, skąd prześledzić je można wzdłuż rozciągłości warstw aż po Waliszów. W płytkach cienkich mają one odcienie szaroróżowe i należą najprawdopodobniej do grupy almandynu. Zawierają wrostki kwarcu oraz pigmentu grafitowego i żelazistego ułożone w smugi, często niezgodne z laminacją. Smugi te układają się czasem spiralnie, wskazując na rotację rozrastającego się minerału. Metamorfizm łupków łyszczykowych był zatem związany z ruchami orogenicznymi. Granaty są często zdeformowane, przy czym spękania — wyraźne przy brzegach — zanikają ku środkowi. Na brzegach poprzrastane są z kwarcem, a miejscami zostały zastąpione przez biotyt i chloryt. Rzadziej spotyka się spękania tnące całe osobniki. Granaty krystalizują w bardzo szerokim przedziale ciśnień i temperatur, przy czym krzywa ciśnień rośnie bardzo szybko ze wzrostem zawartości magnezu, wykazując dla almandynu wartości rzędu 3000 atm, a dla piropu już ponad 20 000 atm.

Z innych minerałów akcesorycznych, nie mających nigdy znaczenia skałotwórczego, występuje staurolit, epidot, apatyt, cyrkon, turmalin, tlenki żelaza, piryt oraz dysten i sylimanit. Dwa ostatnie minerały mają szczególną wartość w określaniu warunków termodynamicznych metamorfizmu. Ostatnio udało się bowiem przeprowadzić syntezę dystenu i wyznaczyć krzywą równowagi fazowej układu dysten-sylimanit-andaluzyt ( $Al_2SiO_5$ ). Jak podaje W. S. Sobolew (1960), dysten krystalizuje w temperaturze powyżej 500—600°C, przy ciśnieniach rzędu 11—13 tys. atm. Trójpunkt tego układu wyznacza temperatura 600° i ciśnienie 13 tys. atm. Dystenowi towarzyszy zwykle staurolit, którego synteza przebiega już przy ciśnieniach 7 tys. atm. Ponadto chloryt, obecny w łupkach łyszczykowych, trwał jest do temperatury około 600°, a najwyżej do 700° (klinochlor), poniżej zaś 450° tworzą się jego odmiany polimorficzne (leptochloryty), nie występujące nawet w zieleńcach. Granica trwałości muskowitu, najbardziej typowego minerału łupków łyszczykowych, wynosi 700°, po jej przekroczeniu muskowit ulega dehydratacji.

Wyżej przytoczone parametry pozwalają w pewnym przybliżeniu określić termodynamiczne warunki procesów geochemicznych, powodujących przeobrażenie metamorficzne serii

strońskiej. Podczas tych procesów temperatura musiała przekroczyć 450°, natomiast ogólnie nie podniosła się powyżej 600°. Przy założeniu, że średnia wartość stopnia geotermicznego wynosiła 33 m, a średnia temperatura metamorfizowanego układu 550°, wynika, że przeobrażone skały znajdowały się na głębokości około 18 000 m. Ciśnienie statyczne na tej głębokości wynosi około 5000 atm i jest za małe dla tworzenia się paragenez wyżej wymienionych minerałów. Należy zatem przyjąć, że procesy metamorfizmu odbywały się przy ciśnieniu kinetycznym przewyższającym dwa do trzech razy ciśnienie statyczne ciężaru skał nadległych. Warunki sprzyjające metamorfizmowi suprakrystalnej serii strońskiej mogły zaistnieć jedynie podczas ruchów orogenicznych, które wyzwalały w zmiennym polu ciśnień ogromne energie kinetyczne. Podczas tych ruchów labilna wtedy i metamorfizowana seria osadowa uległa silnemu sfałdowaniu. Jak się obecnie przypuszcza, metamorfizm regionalny serii strońskiej jest wieku prekambryjskiego. Zaangażowanie tektoniczne utworów tej serii wzrastało oczywiście w kolejnych młodszych orogenezach. Utwory te wykształcone są obecnie w facji amfibolitowej, przy czym dzisiejsza powierzchnia intersekcyjna nacina ku zachodowi coraz płytsze ogniwa tego zespołu.

W związku z silnym zaangażowaniem tektonicznym oraz przeobrażeniami idącymi w głąb, trudno jest obecnie ustalić stratygrafię serii strońskiej. Pozycja stratygraficzna poszczególnych pakietów litologicznych i ich ewentualne ząbienia facjalne w obrębie łupków łyszczykowych nie są dotąd wyjaśnione i nie odpowiadają w ogólności „normalnemu” profilowi podanemu przez Vangerova (1943).

Można jedynie stwierdzić, że wkładki reprezentujące ten sam typ skał, np. wapień w Krowiarkach, są skupione i tworzą pewne strefy, w których grubsze i cieńsze ich pokłady dają się prześledzić na większych odcinkach, umożliwiając tym samym odtworzenie lokalnej tektoniki. Ponieważ struktury geologiczne metamorfiku Śnieżnika zanurzają się ku północnemu zachodowi, można wnioskować, że wapień w Krowiarkach, na obszarze wysuniętym najdalej ku północnemu zachodowi, występują w stropowej części serii suprakrystalnej. Można również zauważyć, że pewne typy litologiczne najczęściej wykluczają się nawzajem, gdyż na obszarach, gdzie występują masowo wapień, mniej jest na ogół kwarcytów grafitowych oraz łupków łyszczykowo-grafitowych.

Takie oddzielne występowanie pakietów poszczególnych typów litologicznych można by tłumaczyć dużą miąższością łupków łyszczykowych serii strońskiej, tworzącej, ogólnie

rzecz biorąc, synklinorialne części struktur tektonicznych Śnieżnika.

Metamorfizm oraz wielofazowe i silne ruchy tektoniczne nie zatęrzyły całkowicie pierwotnych cech sedimentacyjnych utworów serii strońskiej. Prawie na całym obszarze w wyniku tych procesów wytworzyła się oddzielność foliacyjna, nazwana przez P. Eskolę laminacją metamorficzną, która jest zgodna z pierwotnymi płaszczyznami sedimentacyjnymi. Naśladuje ona przebieg opisanych wyżej wkładek, mimo że są one zazwyczaj silnie sfałdowane. Jedynie w Górach Żółtych, gdzie dynamiczne zaangażowanie serii strońskiej wzrasta aż do wytworzenia się fyllonitów i łupków blastomylonitycznych, starsza foliacja ulega zatęrzyeniu na korzyść wtórnego złupkowania. Zresztą złupkowanie to, przy daleko posuniętym rozkruszeniu składników mineralnych i tworzeniu się masywnych ultramylonitów, zanika miejscami również niemal całkowicie.

Poza łupkami serii strońskiej silnymi deformacjami tektonicznymi dotknięte zostały również granitognejsy śnieżnickie.

#### GRANITOCNEJSY ŚNIEŻNICKIE I MYLONITY

Na gnejsy te zwrócili uwagę już pierwsi badacze Ziemi Kłodzkiej i Jesioników. W 1864 r. wydzielił je H. Wolf pod nazwą gnejsów czerwonych, w odróżnieniu od gnejsów szarych, określonych później przez G. Fischera mianem gnejsów gieraltowskich. Nazwy te używane były wówczas ogólnie dla gnejsów sudeckich i rudawskich, uznawanych za resztki pierwotnej skorupy ziemskiej. H. Wolf przyjął eruptywny charakter gnejsów czerwonych i wydzielił wśród nich gnejsy oczkowe, warstwowe i smugowane. W 1890 r. C. v. Camerlander zwrócił uwagę na przewagę muskowitu w gnejsach czerwonych, a biotyту w gnejsach szarych. Fakt ten potwierdzili również inni geolodzy, m. in. V. Barth (1954). Pierwszy oczkowe gnejsy śnieżnickie porównuje z gnejsami kepernickimi F. Kretschmer (1897) i zaznacza, że ich jednostajny charakter petrograficzny świadczy o pochodzeniu eruptywnym. Podobieństwo petrograficzne i strukturalne gnejsów śnieżnickich rozszerza R. Lepsius (1913) na gnejsy Gór Orlickich. Potwierdza to w 1925 r. A. Matějka. Zaznacza on, że gnejsy czerwone tworzą, podobnie jak gnejsy kepernickie (Kretschmer 1917), kontakty intruzywne z serią łupkową.

Na podstawie stref metamorficznych F. Beckego, F. E. Succs (1903) zaliczył gnejsy kepernickie i oczkowe gnejsy biteńskie do anogenicznie zmetamorfizowanych kompleksów i uznał je za dynamometamorficznie zmienione granity

i porfiry granitowe. Jego uczeń L. Kölbl (1927, 1929) podtrzymuje nadal, że dynamometamorfiza granitów w ortognejsy została spowodowana nasunięciem kry moldanubskiej na ukształtowany już katakrystalinik, w który granity te intrudowały. Deformacje zostały następnie zabliznione w wyniku procesu krystaloblastezy, a pewne części gnejsów uległy ponadto chlorytacji w strefie epi.

Również E. Bederke zauważył, że diaforyty gnejsów kepernickich wykazują, podobnie jak fyllonity serii strońskiej, objawy potektonicznej krystalizacji. Podobnie jak inni geolodzy, zwraca on uwagę na podobieństwo serii skalnych Gór Orlickich i Śnieżnika (1929), a w pracy z 1942 r. stwierdza, że gnejsy śnieżnickie odpowiadające kepernickim mają charakter granitu, który intrudował podczas ruchów kaledońskich wzdłuż subalgonckiej płaszczyzny niezgodności. Podobnie wyjaśniał pozycję gnejsów śnieżnickich w 1935 r. G. Fischer, dowodząc że intrudowały one niegdyś między fałdowaną i metamorfizowaną serię strońską a jej podłoże, zbudowane z archaicznej grupy gieraltowskiej, do której zaliczył paragnejsy Młynowca, gnejsy i migmatyty gieraltowskie oraz granulity z eklogitami. Zaznaczał on ponadto, że epi- i mezognejsy śnieżnickie zostały sfałdowane razem z łupkami łyszczykowymi serii strońskiej.

Podobieństwo serii skalnych Sudetów Wschodnich i Zachodnich podkreślali również geolodzy czescy. K. Zapletal (1950) zaliczył obszar orlicko-kłodzki wraz z Jesionikami do jesionickich Centralidów. Podobnie jak V. Zoubek (1946), uważał on, że oczkowe gnejsy kepernickie i biteńskie powstały w wyniku zgnejszowania granitów porfirowych (1947). W odróżnieniu od G. Fischera nie stwierdził on kontaktów tektonicznych między gnejsami gieraltowskimi a śnieżnickimi, przyjmując, że oczkowe gnejsy śnieżnickie przechodzą w gnejsy gieraltowskie. Ponadto pisze on (1946) o czerwonych epi- i mezozonalnych gnejsach śnieżnickich, wfałdowanych do migmatycznych gnejsów gieraltowskich.

Również F. Pauk (1953) stwierdza, że Sudety Zachodnie i Wschodnie mają podobną budowę i nie należy przypisywać im różnego pochodzenia. Na obszarze tym wydzielił on czerwone ortognejsy śnieżnickie i jasnoszare gnejsy gieraltowskie. O. Kodym (1952) mówi o ukierunkowanej i przekształconej intruzji czerwonych ortognejsów kaledońskich, które mogły być przynajmniej w części proterozoiczne. Podobny sąd o pochodzeniu gnejsów śnieżnickich wypowiedział J. Skačel (1959).

K. Smulikowski (1960) podsumował wyniki powojennych badań petrograficznych prowa-

dzonych na obszarze Sudetów. Potwierdza on wysuniętą przez siebie tezę (1957), że główne formacje masywu Śnieżnika, czyli łupki kryształiczne serii strońskiej, gnejsy śnieżnickie i gieraltowskie, związane są genetycznie ze sobą poprzez skomplikowany łańcuch przeobrażeń. Regionalnie metamorfizowane i metasomatyycznie feldspatyzowane łupki suprakrystalnej serii strońskiej przechodzą w głębi, przy dalszej granityzacji mikroklinowej, w migmatyczne gnejsy typu gieraltowskiego. Silna metablasteza oraz pegmatytyzacja doprowadziła w wielu miejscach do rozwoju oczkowych gnejsów typu śnieżnickiego. W najgłębszych częściach tego kompleksu reomorficzne uplastycznienie spowodowało wysoką mobilizację mas, a najbardziej leukokratyczne partie zostały nawet upłynnione i w formie intruzji palingenetycznych wyciśnięte w wyższe, nie dotknięte granityzacją, poziomy formacji strońskiej, tworząc pokładowe żyły gnejsów śnieżnickich. Wszystkie te procesy dokonały się przed orogenezą kaledońską, która zastała kompleks krystaliczny już usztywniony, deformując go w sposób sztywny, a lokalnie nawet go mylonityzując.

Na obszarze Gór Złotych i Krowiarek oczkowe granitognejsy tworzą zgodnie sfałdowane żyły pokładowe w synklinorialnych strefach łupków strońskich, a często — choć nie zawsze — stanowią bezpośrednią osłonę gnejsów gieraltowskich, granityzujących i migmatytyzujących sfałdowany fundament serii suprakrystalnej.

Są to skały barwy różowej lub szarej z odcieniem czerwonym, odznaczające się strukturą oczkową lub wrzecionowo-soczewkową. Jak podaje K. Smulikowski (1957), pod względem petrograficznym odpowiadają one granitom leukokratycznym, słabo wapiennym, silnie alkalicznym, z przewagą potasu nad sodem. Ich tekstura gnejsowa ma charakter wybitnie kierunkowo-deformacyjny. Strukturę heteroblastyczną podkreślają wyraźne kataklastyczne deformacje pokrystaliczne, w zmiennym stopniu zabliźnione przez późniejszą rekrystalizację. Wielkość oczek skalenia waha się w granicach od jednego do kilku centymetrów. Składają się z pojedynczych lub z kilku zrosniętych fenokryształów, najczęściej mikroklinoowych albo z drobnych agregatów skalenioowych, skupionych w grube soczewki i wrzeciona, otulone pasmami miki. Skalenie są przeważnie białe, obserwuje się jednak i przejście do czerwonych. Zdradzają one silne deformacje tektoniczne, przy czym stopień dynamicznego odkształcenia jest bardzo zmienny. Poszczególne oka mają brzegi wyszczerbione i często starte na miazgę, która wnika w głębsze pęknięcia, rozdrabniając kryształy. Otula je drob-

niejsza masa plagioklazowo-kwarcowa oraz pasma łyszczyków, wyraźnie kierunkowo wylizgane. Często oczka są rozkruszone i wrzecionowo wyalcowane, lub wyciągnięte w jasne warstewki. Takie zmiany oczek powodują, że skała przechodzi w gnejsy cienkolaminowane.

Miejscami, jak np. w masywie Radochowa lub na Kolebie, obserwować można wszystkie pośrednie stadia takiego rozwalcowania poszczególnych oczek i związane z tym stopniowe rozwarstwienie skał na różnej grubości ławice gnejsów grubooczkowych, przekładanych pasmami silnie wylaminowanych jasnych gnejsów skalenioowo-kwarcowych, bogatszych w muskwit. Z pozycji tych oczek oraz sposobu ich rozwalcowania można nieraz odczytać względne kierunki ruchów i poślizgów dyferencjalnych graniczących ze sobą ławic. Jest rzeczą interesującą, że obserwacje, chociaż nieliczne, wskazują na przesuwanie się ku zachodowi lub południowemu zachodowi mas skalnych wyżej leżących w stosunku do mas leżących niżej. Podobne fakty opisuje również H. Teisseyre (1957) z okolic Międzygórza, co jest zgodne z południowo-zachodnią i zachodnią wergencją obserwowaną ogólnie w łupkach serii strońskiej oraz w gnejsach śnieżnickich.

Oprócz zdeformowanych oczek skalenioowych w gnejsach śnieżnickich występują również automorficzne megablasty mikroklino-owe, zawierające niezorientowane inkluzje albitu i kwarcu, a także zdradzające objawy myrmekityzacji. Jak podkreśla K. Smulikowski (1960), tego rodzaju mikroklino-owe nie mogą być rozpatrywane jako fenokryształy wydzielone z magmy, są one bowiem porfiroblastami rozwiniętymi na miejscu drobnego tła mozaiki skalenioowo-kwarcowo-łyszczykowej. Dotychczasowe obserwacje autora i dane pochodzące z prac W. Smulikowskiego (1958, 1959) zdają się wskazywać, że megablasty takie występują głównie w pobliżu kontaktów z gnejsami gieraltowskimi, w strefie tzw. gnejsów przejściowych.

Plagioklasy występujące w gnejsach nie tworzą zazwyczaj dużych oczek, lecz skupiają się razem z kwarcem w drobnoziarniste agregaty, wyprasowane w słoje lub soczewki, oddzielone pasmami łyszczyków. Plagioklasy reprezentowane są najczęściej przez albit, rzadziej przez kwaśne oligoklasy. W agregatach występują też drobne ziarna mikroklino-owe, jednak rzadko spotyka się wyraźniejsze objawy metasomatycznego wnikania tego minerału w plagioklaz i tworzenia się wtórnych antypertytów. Również myrmekit jest tu z reguły nieobecny lub źle wykształcony. Plagioklasy należą prawdopodobnie do dwóch generacji, przy czym albitowa jest raczej starsza.

Łyszczyki (muskowit i biotyty) występują w silnie wywalcowanych i wygniecionych pakietach. Muskowit przeważa często nad biotytem, który jest na ogół w wysokim stopniu schlorotyżowany. Minerale akcesoryczne są rzadkie, a w typowych gnejsach śnieżnickich dotychczas nie zauważono granatu ani allanitu oraz innych minerałów akcesorycznych, tak powszechnych w gnejsach gierałtowskich. Pod względem petrograficznym gnejsy te są bardzo monotonne. Na obszarze skartowanym nie zauważyłem w nich, poza kilkoma wyjątkami, większych reliktywów łupków łyszczykowych, ani też wtrąceń amfibolitów, czy też innych skał starszych.

Gnejsy śnieżnickie nie tworzą jednej żyły pokładowej, jak to przypuszczał G. Fischer (1935), i nie zawsze oddzielają serię strońską od gierałtowskiej. W Krowiarkach występują one co najmniej w dwóch poziomach wśród łupków łyszczykowych serii strońskiej w postaci samodzielnych żył pokładowych, które mają około 200 m grubości i są sfałdowane zgodnie z okrywą. Jest rzeczą interesującą, że znajdują się one tu w osiach lokalnych przegubów antyklinalnych. Miąższość gnejsów w przegubach jest maksymalna i szybko spada w kierunku skrzydeł antyklin. Podobną sytuację obserwuje się w antyklinie Koleby, Gór Różanych oraz w antyklinoriach Gierałtowa i Radochowa. Sposób występowania gnejsów śnieżnickich, ich zgodne sfałdowanie z łupkami łyszczykowymi oraz silne zaangażowanie tektoniczne nasuwają przypuszczenie, że są one syntektoniczne i intrudowały, w trakcie fałdowania labilnej jeszcze serii strońskiej, przede wszystkim w bardziej podatne na rozwarstwienie strefy antyklinorialne.

W zachodniej części Krowiarek dwukilometrową żyłę gnejsu śnieżnickiego opisał J. Kuźniar (1960). Osobliwością jej jest częściowo niezgodny przebieg w stosunku do serii otaczających. Z opisów oraz mapy wynika, że gnejsy te w południowo-wschodniej części przerywają niezgodnie serie łupków łyszczykowych wraz z porożrywaniem poziomem marmurów dolo-mitowych. Sytuację taką stwierdził również J. Kirschke (1956).

Okolo 4 km ku południowemu wschodowi, w Nowym Waliszowie, stwierdziłem występowanie podobnych gnejsów. Są one tu obcięte uskokiem rowu górnej Nysy i znajdują się na przedłużeniu antyklinorialnego elementu Międzygórze ogólnie naśladowując przebieg śnieżnickiej gałęzi wirgacji łądeckiej.

Pozostałe wychodnie gnejsów śnieżnickich występują na kartowanym obszarze w pozycji podanej przez G. Fischera, tzn. oddzielają, choć nie wszędzie, serię łupków strońskich od gnej-

sów gierałtowskich. Zamykają one zanurzające się ku zachodowi elementy antyklinorialne. W rozwoju petrograficznym, teksturalnym i strukturalnym nie różnią się od gnejsów opisanych wyżej.

Kontakty gnejsów śnieżnickich z łupkami łyszczykowymi są wszędzie bardzo ostre i wyraźne. Nigdzie nie zdołałem zaobserwować stopniowych przejść, jakie z reguły można zobaczyć na kontaktach gnejsów gierałtowskich z osłoną. Feldspatyzacja łupków łyszczykowych, która mogłaby być związana z inwazją gnejsów śnieżnickich, jest zjawiskiem całkiem niezależnym od bliskości kontaktów. Czasem w odsłonięciach stref kontaktowych widoczne są nieznaczne zmiany endogeniczne, wyrażające się zmniejszaniem ziarna. Gnejs przechodzi wówczas w jasne odmiany aplitowe. Również w łupkach łyszczykowych przeobrażenia kontaktowe są raczej nieznaczne. J. Kuźniar (1960) opisuje z łupków łyszczykowych występujących w sąsiedztwie gnejsów śnieżnickich większe holoblasty biotyty i muskowitu. Łupki łyszczykowe, w skład których wchodzi te minerały, wyraźnie odróżniają się, według niego, od łupków występujących dalej od kontaktu. Uważa on, że zjawisko to należy wiązać z silniejszą w tych obszarach rekrytalizacją, spowodowaną procesami magmowymi. Ponadto obserwuje wzmożoną feldspatyzację, jednak podobnie wzbogacone w skalenie łupki spotyka się również często z dala od kontaktów. O minerałach kontaktowych w strefie gnejsów śnieżnickich wspominają autorzy szczegółowych map geologicznych wydanych do 1942 r. Jednak wymienione przez nich minerały takie, jak: granaty, staurolit i andaluzyt, są szeroko rozprzestrzenione w łupkach serii strońskiej, bez określonego powiązania z wystąpieniami gnejsów.

Wyraźniejsze zmiany termiczne opisuje z okolic Międzygórze K. Smulikowski (1960), przyjmując, że spowodowała je intruzja wtórnej magmy paligenetycznej, o stosunkowo niskiej temperaturze — od 500 do 600°C.

Sposób występowania gnejsów śnieżnickich wśród łupków strońskich oraz ich monotony charakter wskazują, że tworzyły one najczęściej zgodne intruzje o wyraźnych i ostrych kontaktach. Brak wyraźnych zmian kontaktowych oraz hornfelsów można by tłumaczyć małą aktywnością magmową i niewielką różnicą temperatur w porównaniu ze skałami ościennymi. Gnejsy te są synorogeniczne i wyciśnięte zostały w czasie potężnych ruchów, które spowodowały sfałdowanie i zmetamorfozowanie labilnej dotąd serii strońskiej. Procesy te odbywały się na dużej głębokości, przy temperaturze powyżej 500°C. W momencie intruzji magma tworzyła gęstą zawieszinę dużych pra-



kryształów skaleni, które uległy wywalcowaniu w czasie ruchów orogenicznych. Straciła ona zatem część energii termicznej i aktywności chemicznej już przed wyciśnięciem w wyższe partie fałdowanego i metamorfizowanego kompleksu suprakrystalnego.

Sprawa kontaktów termicznych i metamorfizmu kontaktowego zdaje się być przeceniana w dotychczasowej literaturze geologicznej. Znanych jest bowiem wiele wypadków, gdzie skały typowo intruzyjne nie wywołały zmian kontaktowych. Ostatnio B. Wierchołowski (1960) zwrócił uwagę na brak zmian termicznych wokół typowych intruzji ultrafemicznych, przebijających w okolicach Bielec łupki serii strońskiej, mimo stosunkowo wysokiej temperatury intrudującej magmy perydotytowej.

Synorogeniczną intruzję magmy śnieżnickiej poprzedził ogólny metamorfizm i feldspatyzacja serii strońskiej. Relikty zmetamorfizowanych łupków i innych skał osłony można spotkać, chociaż bardzo rzadko, w gnejsach śnieżnickich. Feldspatyzacja zmetamorfizowanej serii suprakrystalnej wyprzedziła intruzję śnieżnicką i była z nią pośrednio związana, gdyż źródłem granityzujących emanacji dostarczających  $\text{Na}_2\text{O}$  i  $\text{K}_2\text{O}$  musiały być procesy wgłębne. Stąd można wnioskować, że w głębszych poziomach zacierała się różnica między różnymi formami przejawu tych procesów. W odsłoniętym dziś poziomie charakterystyczne i typowe dla gnejsów śnieżnickich są formy intruzyjne, natomiast procesy stopniowej granityzacji na kontaktach występują tylko podrzędnie.

Zupełnie inaczej wyglądają kontakty gnejsów śnieżnickich z gnejsami gierałtowskimi. Na badanym terenie kontakty tych dwóch różnych typów skalnych zaznaczają się szeroką strefą gnejsów przejściowych w antyklinoriałnym masywie Radochowa, gdzie odpowiadają podobnym gnejsom masywu Gierałtowa i Miedzogórza. Gnejsy te zostały na szczegółowej mapie geologicznej z 1942 r., arkusz Łądek, wydzielone osobną sygnaturą. Szerokość ich dochodzi do 50 m. Opiszę je dokładniej przy omawianiu kontaktów gnejsów gierałtowskich z ich osłoną. W tym miejscu chciałbym jedynie zwrócić uwagę, że geologowie niemieccy popadli w pewną nielogiczność uważając, że strefy gnejsów przejściowych są odzwierciedleniem wpływu młodszych jakoby gnejsów śnieżnickich na starsze gnejsy gierałtowskie. Gnejsy śnieżnickie, intrudując między kompleks serii strońskiej a podłoże zbudowane z gnejsów gierałtowskich, powinny dać o wiele szersze strefy przejściowe z łupkami łuszczkowymi serii strońskiej, jako skałami bardziej podatnymi na procesy granityzacji, niż z masywnymi gnejsami gierałtowskimi, które już wtedy stanowiły zbliżony do nich typ skalny.

Jak już poprzednio zazaczyłem, gnejsy śnieżnickie, w odróżnieniu od gierałtowskich, są z reguły bardzo silnie zdeformowane tektonicznie. Znamiona tej deformacji obserwuje się na całym obszarze masywu Śnieżnika, lecz potęgują się one szczególnie w kierunku północnym, gdzie w Górach Złotyh wydzielono na mapach niemieckich (1942) tzw. gnejsy leptytowe. Znajdują się one w takiej samej sytuacji przestrzennej jak gnejsy śnieżnickie Koleyby i Gór Różanych. Są również zgodnie sfałdowane z podobnie tektonicznie zaangażowanymi blastomylonitycznymi łupkami łuszczkowymi. Niemieccy geologowie uważali je za mylonity brzeżnych, czyli aplitowych, odmian granitognejsów śnieżnickich, gdyż mają one podobny skład chemiczny. Czy rzeczywiście można je paralelizować z gnejsami śnieżnickimi, nie jest całkiem pewne, niemniej jednak zarówno znajdujące się wśród nich partie reliktowe, mniej zmienione, zbliżone do oczkowych gnejsów śnieżnickich, jak i rosnąca w kierunku północnym kataklaza gnejsów śnieżnickich oraz podobna sytuacja przestrzenna i podobny styl tektoniczny, przemawiają za tą hipotezą.

Gnejsy te uległy silnej kataklazie aż do mylonityzacji włącznie, co upodobniało je często do kwarcytów. Są to jasne, leukokratyczne skały, najczęściej drobnoziarniste, o wyraźnej zaznaczonej teksturze kierunkowej i wyraźnej oddzielności płytowej. Różnią się od typowych gnejsów śnieżnickich znacznie dalej posuniętymi przeobrażeniami dynamicznymi. W składzie ich przeważa kwarc, muskowił oraz plagioklasy. Rzadko towarzyszy im chloryt. Poszczególne minerały wywalcowane są w długie cienkie laminy, w których często stopień spłaszczenia przewyższa stosunek 1:100. Ponadto występuje epidot, ale w żyłach tnących skośnie foliację, oraz pojedyncze słabo zdeformowane blasty plagioklazów, świadczące o młodszych procesach feldspatyzacji. W niektórych częściach zaznacza się również młoda infiltracja skalenia potasowego, który penetruje wśród drobnoziarnistej masy skalnej oraz wnika drobnymi wpustkami w blasty plagioklazowe. Te procesy granityzacyjne w Górach Złotyh powiązane są z jednej strony szerokim frontem z gnejsami haniackimi (typu gierałtowskiego), a z drugiej — z granitoidami jawornickimi, dlatego też opiszę je szczegółowo przy omawianiu tych serii skalnych.

Daleko posuniętą kataklazą objęte zostały w strefie Gór Złotyh nie tylko gnejsy, lecz również i pozostałe serie skalne, z wyjątkiem migmatycznych gnejsów haniackich oraz granitoidów warycyjskich. Proces deformacji tej strefy był bardzo złożony. Można bowiem wydzielić, na podstawie obserwacji polowych

i zdjęcia kartograficznego, przynajmniej dwie fazy mylonityzacji.

Pierwsza faza charakteryzuje się silną kataklazą skał sztywnych, odpornych na odkształcenia plastyczne. Uległy temu procesowi przede wszystkim gnejsy i kwarcyty. Łupki łuszczyczkowe zostały częściowo schlorytyzowane i przeszły w odmiany blastomylonityczne lub fyllonityczne.

W wyniku drugiej, późniejszej fazy mylonityzacji powstały ultramylonity chlorytowe. Nazwałem je mylonitami Łysego Garbu, od nazwy góry znajdującej się na północny wschód od Skrzyńki. Mylonityzacji uległy tu wszystkie bez wyjątku skały, oprócz gnejsów typu gierałtowskiego z okolic Skrzyńki oraz gnejsów haniackich i granitoidów waryscyjskich. W efekcie tych procesów powstał jednolity, często masywny, silnie schlorytyzowany i zsylikowany mylonit o barwie zielononiebieskiej, niczym nie przypominający skał wyjściowych. Mylonit ten, w odmianie masywnej, megaskopowo podobny jest miejscami do skały chalcedonowej. Pod mikroskopem obserwuje się niezmiernie drobnoziarnistą masę skalną, najczęściej o teksturze bezkierunkowej; w masie tej znajdują się nieregularne skupienia potrzaskanych i zgranulowanych minerałów. W skupieniach tych można czasem odróżnić kwarc, wykazujący miejscami ślady struktur sferolitycznych, pogruchotane i skataklastowane plagioklasy, chloryt i serycyt. Te ostatnie minerały układają się czasem na małych przestrzeniach w smugi, otaczając nieregularne soczewki i oczka, które składają się z rozartych na miazgę minerałów. Minerałów tych nie można określić, z wyjątkiem drobnych ziarn wtórnego kwarcu. Kwarc ten zabliznia miejscami struktury kataklastyczne, nie zacierając jednak ogólnych znamion mylonityzacji (pl. II, fot. 1).

Strefa skał objętych drugą fazą mylonityzacji jest powierzchniowo mniejsza od strefy objętej pierwszą fazą i ścina ją skośnie. Wewnątrz tej strefy ultramylonitu znajdują się relikty kataklastycznych gnejsów „leptytowych”, amfibolitów i mniej lub bardziej przeobrażonych blastomylonitycznych łupków łuszczyczkowych. Granice ultramylonitów z innymi skałami (z wyjątkiem gnejsów typu gierałtowskiego) nie są ostre, a znamiona mylonityzacji pojawiają się sporadycznie daleko od głównej masy ich występowania.

Wylania się zagadnienie wieku deformacji tektonicznych i mylonityzacji opisanych dotąd serii skalnych oraz stosunku tych procesów do przeobrażeń metamorficznych. Zagadnienie to ma szerszy aspekt, gdyż podobne deformacje nie ograniczyły się do utworów masywu Śnież-

nika, ale obejmują również jednostki skalne obszarów sąsiednich. Fakt ten podkreślił już bardzo wyraźnie wiedeński petrograf F. Becke (1892), prowadząc studia nad metamorfizmem regionalnym wschodniej części masywu czeskiego. Zależnie od głębokości zachodzących przemian wydzielił on strefy metamorfizmu ano i katagenicznego. Strefę płytszą charakteryzują mechaniczne deformacje ziarn. Przeobrażenia chemiczne w strefie tej mają znaczenie podrzędne. W strefie tej powstały fyllity, łupki łuszczyczkowe oraz gnejsy oczkowe typu śnieżnickiego. Natomiast w głębszej strefie dominowały silnie rozwinięte procesy chemiczne prowadzące do ogólnego przekształcenia utworów w granulity i eklogity oraz gnejsy i migmatyty typu gierałtowskiego.

Na podstawie tych stref F. E. Suess (1903, 1912) podzielił wschodnią część masywu czeskiego na anogenicznie zmetamorfizowany morawik i katametamorficznie przeobrażony moldanubik. Wyznaczony przez F. Kretschmera lokalny uskok ramzowski Suess uznał za północną część olbrzymiego nasunięcia, wzdłuż którego kompleks moldanubski, podczas ruchów bretońskich, nasunął się ku wschodowi i spowodował anogeniczne przeobrażenie morawiku.

Należy zaznaczyć, że podział Suessa nie był konsekwentny, gdyż zarówno w jednym, jak i drugim kompleksie znajdują się utwory obu wydzielonych przez F. Beckego stref metamorficznych. Kretschmer (1917) kwestionował również podniesienie uskoku ramzowskiego do rangi olbrzymiego nasunięcia, z którym można by wiązać tak silne i powszechne przeobrażenie łupków krystalicznych. Na podstawie badań utworów krystalicznych moldanubiku G. Fischer (1935) stwierdził, że łupki serii strońskiej uległy metamorfizmowi regionalnemu, a w późniejszych ruchach tektonicznych zostały diaforycznie zmienione, a miejscami zmylonityzowane.

Podobnie zmienione łupki łuszczyczkowe i gnejsy oczkowe obserwował również w Sudetach Wschodnich E. Bederke, który zwrócił uwagę na ogólne objawy rekrytalizacji diaforytów, potęgujące się szczególnie w kopule desneńskiej. Mimo że wykazał on (1924) brak związku między lokalnym słabym metamorfizmem dolnego dewonu tego obszaru a daleko posuniętym metamorfizmem fundamentu krystalicznego, źródło regionalnie występujących procesów rekrytalizacyjnych widział on w waryscyjskich masywach granodiorytowych (strzelińsko-żulowskim, šumperskim i innych), podścielających fundament krystaliczny. Analcigiczną rekrytalizację stwierdził E. Bederke (1942) również na tektonicznie zmienionych

obszarach serii masywu Śnieżnika. Tutaj jednak można bezpośrednio śledzić wpływ waryscyjskich granitoidów na diaforycznie zmienione serie Gór Złotych.

Okazuje się, że wpływ ten jest lokalny i ogranicza się do stref kontaktowych sjenitu złotostocko-klódzkiego i granodiorytu jawornickiego wraz z osłoną. Natomiast o wiele intensywniejszą rekrytalizację strefy mylonitycznej obserwuje się w pobliżu gnejsów haniackich, na co zwróciłem już uwagę, opisując procesy feldspatyzacji serii strońskiej. Wynika stąd, że diaforeza dotychczas omówionych kompleksów skalnych jest starsza, lub przynajmniej równoległa z gnejsami haniackimi. Gnejsy haniackie są natomiast starsze od granitoidów waryscyjskich i nie mają z nimi nic wspólnego. Na temat wieku i genezy tych gnejsów geolodzy niemieccy nie wypowiadali się dokładnie. Jako bliżej nieokreślone wydziali je na mapach geologicznych (1942) osobną sygnaturą, mimo że gnejsy te nie różnią się od migmatycznych gnejsów typu gierałtowskiego. Wydzielanie tych postkinematycznych gnejsów jako nowego, bliżej nieokreślonego typu litologicznego było konsekwencją uznania gnejsów gierałtowskich za najstarsze utwory w jednostce Śnieżnika. Ponieważ gnejsy haniackie na całej przestrzeni silnie migmatyzują diaforycznie zmienioną serię strońską, uznaną przez geologów niemieckich za młodszą od gnejsów gierałtowskich, zmuszeni byli oni — chcąc utrzymać konsekwentnie swą hipotezę — wydzielić gnejsy haniackie jako odrębny typ litologiczny. W ten sposób skomplikowali oni niepotrzebnie i tak już zawiły schemat budowy geologicznej badanego obszaru.

Podobne objawy rekrytalizacji jak w pobliżu gnejsów haniackich obserwuje się w osiowych częściach antyklinorium Gierałtowa, zanurzającego się na wschód od Konradowa pod serię łupków łyszczykowych. Również i tutaj gnejsy typu gierałtowskiego szerokim frontem feldspatyzują i granityzują zaburzone serie łupków łyszczykowych.

#### GNESY I MIGMATYTY GIERAŁTOWSKIE

Pod tą nazwą wyróżnił w 1935 r. G. Fischer drobnoziarniste, szare, głównie biotytowe, mniej lub bardziej migmatyczne gnejsy, występujące najczęściej w głębszych poziomach krystalicznego masywu Śnieżnika. Na ogół wszyscy dotychczasowi badacze zgodnie twierdzą, że gnejsy te powstały na drodze silnej migmatyzacji lub metasomatycznej granityzacji podłoża metamorficznego. F. E. Suess (1903) zaliczył je wraz z gnejsami sylimanitowo-biotytowymi i granulitami do katagenicznie zmeta-

morfizowanego fundamentu moldanubiku. R. Lepsius (1913) zwrócił uwagę, podobnie jak i E. Bederke (1943), na podobieństwo gnejsów gierałtowskich do gnejsów występujących w Jesionikach (gnejsy z Desny). V. Zoubek (1946), K. Zapletal i L. Kölbl porównują migmatyczne gnejsy desneńskie z gnejsami masywu brneńskiego. Z. Misaf (1955) uważa, że przeddesneńska seria sedymentacyjna kopuły kepernickiej odpowiada jądrowym zmigmatyzowanym elementom kopuły desneńskiej oraz serii zabrzeskiej i potwierdza tym samym dawne przypuszczenia R. Kettnera (1922) o związku między gnejsami zabrzeskimi i desneńskimi. W 1960 r. pisze, że główny fundament krystaliczny Sudetów Wschodnich i przyległej części Sudetów Zachodnich tworzą skały prekambryjskie, składające się z w różnym stopniu zmetamorfizowanych i zmigmatyzowanych oraz zgranityzowanych serii zabrzeskich (algonckich).

Podobnego zdania jest P. Květoň (1951), który podkreśla hybrydalny charakter gnejsów i migmatytów gierałtowskich. Według terminologii J. Junga i M. Rocquesa (1936) gnejsy te określa on jako anateksyty. Złożone są one w 90% ze składników iniekcyjnych. Przy zmniejszaniu ilości składników iniekcyjnych anateksyty przechodzą w embrechity. P. Květoň przyjmuje pogląd G. Fischera, że gnejsy gierałtowskie są migmatytami serii Młynowca. Wiek ich trudno, według jego opinii, określić jednoznacznie. Gnejsy te można porównać ze skałami typowego krystaliniku Gór Sowich, lub uważać je za spągową, najdokładniej zmigmatyzowaną część orogenu kaledońskiego. Również K. Zapletal (1954, 1957) wyraża pogląd, że gnejsy gierałtowskie powstały poprzez zmieszanie migmatyczne w spąg serii suprakrystalnej. J. Svoboda i V. Zoubek (1950) widzą w procesie tym przede wszystkim silną granityzację metasomatyczną. K. Smulikowski w pracy z 1960 r., podobnie jak w poprzednich, wywodzi migmatyczne gnejsy gierałtowskie z mikroklinowej granityzacji regionalnie zmetamorfizowanych łupków łyszczykowych serii strońskiej, poprzedzonej feldspatyzacją plagioklazową.

Wiek gnejsów typu gierałtowskiego był dotąd różnie określany, ale na ogół uważano je za starsze od gnejsów śnieżnickich (Fischer 1935, Bederke 1942) i łączono w jeden kompleks z granulitami.

K. Smulikowski (1957, 1960) pierwszy stwierdził, że główne formacje masywu Śnieżnika — seria strońska, gnejsy gierałtowskie i śnieżnickie — powstały prawie równocześnie w tym samym cyklu diastroficznym, prawdopodobnie późnoalgonckim lub eokambryjskim, rozwijały

się jednak w różnych warunkach geologicznych. Natomiast J. Oberc (1957, 1958) na podstawie obserwacji dokonanych w okolicach Młynowca i Bolesławowa przypuszcza, że gnejsy typu gieraltowskiego stanowią fację petrograficzną zjawiającą się w różnych okresach powstawania metamorfiku śnieżnickiego.

Gnejsy i migmatyty typu gieraltowskiego są, w odróżnieniu od oczkowych gnejsów śnieżnickich, bardziej urozmaicone petrograficznie. Wy różniają się swą strukturą i teksturą, sposobem występowania oraz brakiem silniejszego zdeformowania tektonicznego. Na ogół są one drobno- i średnioziarniste, najczęściej szare z odcieniem różowym, wyraźniejszym w strefach wietrzenia. Charakteryzują się zazwyczaj występowaniem wyraźnych ciemnych lamin biotytowych lub biotytowo-muskowitowych na tle szarego lub różowego tła kwarcowo-skaleńniowego. W tym tle aplitowym łyszczki często jednak rozpylają się w mniej lub więcej smużysty sposób, lub też zagęszczają się plamiście i nieregularnie w innych miejscach, przechodząc w odmiany nebulitowe. Gdzieś smużystość zaciera się całkowicie, a skała pozbawiona struktur kierunkowych przypomina raczej aplitowe odmiany masywnych granitów. Wrażenie to jeszcze silniej podkreślają długie, miejscami grube, jasne smugi sacharytowych odmian drobnoziarnistych aplitów. Skąpo występujący biotyt, w postaci drobnych blaszek, rozrzucony jest w nich równomiernie i bezkierunkowo. W innych odmianach natomiast wyraźnie zaznaczone smugi biotytowe na jasnym tle skały są łagodnie pofalowane, a często migmatycznie sfałdowane, zdradzając dużą plastyczność granityzowanego układu wyjściowego. W odróżnieniu od gnejsów śnieżnickich smugi te nie są nigdy wyślizgane ani wywalcowane tektonicznie, łyszczki nie wykazują też wyraźniejszych śladów chlorytacji. Nie obserwuje się również znamion mylonitacji, dość charakterystycznych w poprzednio opisanych formacjach skalnych. Nawet ziarna kwarcu często nie wygaszają faliście światła.

Skład chemiczny tych gnejsów jest zmienny, ale na ogół odpowiada granitom leukokratycznym, bogatym w potas (Pendias i Maciejewski 1959). Minerale główne stanowią: kwarc, skalenie i łyszczki, minerały akcesoryczne: apatyt, cyrkon, tytanit i granat. Zarówno minerały główne jak i akcesoryczne znajdują się w zmiennych proporcjach, co wraz ze różnicowaniem teksturalnym i strukturalnym powoduje duże urozmaicenie gnejsów gieraltowskich. Spotyka się odmiany wzbogacone w granaty, apatyt lub biotyt. Te różnice petrograficzne związane są prawdopodobnie w pewnym stopniu z pierwotnym składem mineralnym

skał wyjściowych i dlatego też można raczej mówić o typie *gnejsów gieraltowskich*, grupując tutaj przede wszystkim skały o określonych wyżej cechach strukturalnych i teksturalnych.

O wpływie osłony na cechy petrograficzne gnejsów typu gieraltowskiego świadczą liczne relikty i wtrącenia zaburzonych tektonicznie skał takie, jak łupki łyszczkowe, amfibolity i eklogity, a nawet skarny, czy też marmury. Podobnie zaburzone gnejsy śnieżnickie, występujące w formie szczątkowej w obrębie gnejsów gieraltowskich, zdają się należeć również do niestrawionych resztek granityzowanej i migmatyzowanej okrywy. Wtrącenia te są różnej wielkości, metrowe lub większe, i występują na znacznych przestrzeniach. Są one feldspatyzowane, granityzowane i rekrytalizowane szczególnie silnie wzdłuż stref kontaktowych, amfibolity zdradzają ponadto silną biotytację części zewnętrznych.

Metasomatyczna granityzacja, obejmująca coraz wyższe strefy sfałdowanego i tektonicznie zaangażowanego metamorfiku, powodowała stopniową leukokratyzację wciągniętych w te procesy skał, wypierając lub raczej rozcieńczając składniki femiczne. Proces ten zatrzymał się w różnych stadiach rozwoju i dlatego można go dziś w kolejnych stadiach prześledzić i odtworzyć. Gnejsy gieraltowskie bowiem w odróżnieniu od gnejsów śnieżnickich wytworzyły szerokie strefy przejściowe z aureolą silnie granityzowanej osłony.

Obserwacje polowe i prace kartograficzne wykazują, że strefy te są najrozleglejsze w łupkach łyszczkowych, a najwęższe w amfibolitach i marmurach.

Jest rzeczą interesującą, że najszersze strefy skał przejściowych zaobserwować można w blastomylonitycznych łupkach i gnejsach. Dochodzą one, np. w okolicach Żłotego Stoku, do kilkuset metrów szerokości. W strefie tej gnejsy typu gieraltowskiego ciągną się szerokim pasem na przestrzeni między Skrzynką, Chwalisławiem a Żłotym Stokiem. Pas wychodni tych gnejsów rozbity został tutaj wtórnie, przez niezgodnie wciskający się sjenit kłodzko-żłotostocki, na dwa oddzielne wystąpienia. Gnejsy z tego obszaru nie były dotychczas w ogóle opracowane pod względem geologicznym i petrograficznym. Są to typowe migmatyczne i aplitowe gnejsy, drobno- i równoziarniste, o barwie szarej, rzadziej różowej. Łyszczki, wśród których wyraźnie dominuje biotyt, tworzą nieregularne rozpylające się i silnie migmatycznie sfałdowane smużki, nie wykazujące wyślizgania i wywalcowania. Jest to układ szczególnie kontrastowy w stosunku do osłaniających serii mylonitycznych strefy Żłotego Stoku. Gnejsy nie zdradzają tak po-

wszechnie obserwowanych tu objawów mylonityzacji, a w przekrojach poprzecznych pozbawione są często kierunkowości, co upodabnia je do aplitowych odmian granitów.

Pod mikroskopem gnejsy wykazują słabo zaznaczone tekstury kierunkowe, a struktury wybitnie krystaloblastyczne, zbliżone do sitowych. Skalenie potasowe przeważają w nich wyraźnie nad plagioklazami i są zazwyczaj nieco większe. Brzegi mają najczęściej ząbkowane, chociaż widoczne są również osobniki o zarysach automorficznych. Zawierają wrostki kwarcu i plagioklazów, a czasem zaznaczają się w nich drobne przerosty pertytowe. Widoczne są również skutki słabo rozwiniętych procesów myrmekityzacji. Plagioklasy reprezentuje oligoklaz, którego kryształy ułożone są w drobną mozaikę, światło wygaszają dość spokojnie, miejscami faliście. Spotkać w nich można również wrostki kwarcu i pojedyncze blaszki biotyty. Wydaje się, że w gnejsach tych występują dwie generacje plagioklazów, gdyż część z nich jest zserycytyzowana.

Z łyszczaków biotyt zielony dominuje nad brunatnym ( $\alpha$  — słomkowożółty,  $\beta \approx \gamma$  — cyrnamonowo-czerwono-brunatny). Muskowit występuje podrzędnie. Biotyt zielony układa się kierunkowo w plastycznie sfałdowane smugi, brunatny natomiast jest nieorientowany, często blaszki jego ustawione są poprzecznie. Biotyt brunatny jest prawdopodobnie wtórny. W biotytach widoczne są pola pleochroiczne, drobne igielki apatyty oraz grudki mało przezroczystego tytanitu, o wyglądzie leukoksenu. Nie obserwuje się natomiast wyraźniejszej chlorytyzacji. Ziarna kwarcu zazębiają się nawzajem, nie są sprasowane i nie wykazują falistego wygaszania światła.

Z minerałów akcesorycznych występują: albit, magnetyt, nieco apatyty, tytanitu i cyrkonu oraz ślady granatów. Z odkształceń dynamicznych zaznaczają się jedynie nieliczne pęknięcia biegnące przez całą płytkę cienką (pl. II, fot. 6 i pl. III, fot. 1—5).

Wśród gnejsów tych można kartograficznie wydzielić leukokratyczne odmiany aplitowe, zbliżone do drobnoziarnistych granitów cukrowatych. Biotyt występuje w nich w ilościach podrzędnych, w granicach do 5%, i rozrzucony jest często równomiernie w postaci drobnych blaszek. Nie wykazuje większych śladów chlorytyzacji. Częściej jednak zauważyć można, szczególnie na powierzchniach zwietrzałych, że tworzy on słabo widoczne, ale silnie migmatycznie sfałdowane smugi, rozplywające się w jasnej masie aplitowej. Odmiany aplitowe występują w postaci migmatycznie sfałdowanych „żył” wśród paragnejsów oligoklazowobiotytowych, w których ilość biotyty jest dużo

większa i dochodzi do 40, a lokalnie nawet do 60%. Biotyt w paragnejsach tworzy grube smugi, również migmatycznie sfałdowane, często rozplywające się, lub też występujące w formie nieregularnych zagęszczeń nebulitowych. Odmiany gnejsów aplitowych przebiegają zazwyczaj zgodnie wśród paragnejsów i zafałdowane są z nimi plastycznie. Można również, chociaż rzadziej, zaobserwować niezgodne przerywanie struktur paragnejsów przez żyły gnejsów aplitowych. Żyły te są na ogół ostro odgraniczone, co nie jest jednak regułą, gdyż miejscami w sposób ciągły przechodzą w paragnejsy. Chciałbym podkreślić, że drobne formy tektoniczne wykazują zgodność z makrotektonicznym charakterem występowania gnejsów i ich wewnętrzną budową.

Gnejsy strefy Skrzyńki — Złotego Stoku (tzw. haniackie) różnią się zasadniczo od gnejsów śnieżnickich, nie są również związane z granitoidami waryscyjskimi. Nie tworzą one bowiem bezpośredniej okrywy granitoidów jawornickich i są niezgodnie ścięte przez sjenity złotostocko-klódzkie. Gnejsy te zbliżone są natomiast teksturalnie i strukturalnie do gnejsów typu gierałtowskiego, z którymi mają wiele cech wspólnych, jak np. podobny charakter występowania oraz styl tektoniki.

Nie ma na razie żadnego argumentu ani też potrzeby wydzielenia gnejsów strefy Złotego Stoku w odrębny typ litologiczny, jak to zrobili autorzy arkusza Złoty Stok (1942), nazywając gnejsy typu gierałtowskiego występujące między Chwalisławiem a Złotym Stokiem gnejsami haniackimi (*Hanniggnese*). Byli oni jednak do tego zmuszeni, chcąc utrzymać przyjętą hipotezę, w myśl której gnejsy gierałtowskie były starsze od łupków serii strońskiej. Gnejsy strefy Złotego Stoku, granityzujące i migmatytyzujące serię strońską, nie mieściły się w ich schemacie stratygraficznym. Pominęli oni dokładniejszą charakterystykę tych gnejsów, podając w objaśnieniach (1942) jednym zdaniem „że są one bliżej nie określone”.

Zresztą w podobny sposób wydzielił sztucznie serię Młynowca G. Fischer (1935) stwierdzając, że gnejsy gierałtowskie powstały przez granityzację i migmatytyzację już zmetamorfizowanej i silnie sfałdowanej okrywy łupkowej. Jak wspominałem, prace J. Oberca (1957, 1958) i petrografów warszawskich wykazały niewłaściwość tego wydzielenia. Serię Młynowca uważa się obecnie za lokalnie silnie sfeldspatyzowany kompleks łupków strońskich. Należy jednak podkreślić, że kompleks ten był silnie tektonicznie zaangażowany, a występujące w nim gnejsy śnieżnickie zgodnie sfałdowane. Oprócz tego gnejsy śnieżnickie cechuje podobny jak w łupkach styl tektoniczny i mikrotektoniczny.

Wydaje się natomiast, że gnejsy gierałtowskie zjawiały się w gotowej budowie fałdowej, konserwowały ją i usztywniały.

Gnejsy strefy Żłotego Stoku będą tematem odrębnego opracowania, gdyż badania nad nimi nie są jeszcze ukończone. Dotychczasowe obserwacje skłaniają mnie jednak do przypuszczenia, że są one nie tylko młodsze od swej okrywy, ale że powstały po fazach mylonityzacji utworów starszych. Występują bowiem wśród skał ogólnie zmylonityzowanych i feldspatyzują szeroką strefą zaangażowane tektonicznie łupki łyszczykowe aż do powstania paragnejsów oligoklazowo-biotytowych włącznie. Często śledzić można, posuwający się szerokim frontem wzdłuż biegu warstw, szybki wzrost granityzacji prowadzący aż do wystąpienia masywnych gnejsów leukokratycznych.

Z masywnymi odmianami mylonitów gnejsy gierałtowskie strefy Żłotego Stoku tworzą na ogół granice ostre, które są tym wyraźniejsze, im bardziej masywne mylonity z nimi kontaktują. Natomiast łupkowe partie mylonitów uległy na granicach z gnejsami migmatycznymi wyraźnej feldspatyzacji, prowadzącej do przeobrażenia ich w gnejsy biotytowo-oligoklazowe. W związku z tym gnejsy w partiach kontaktowych zazębiają się palczasto na niewielkiej przestrzeni z typowymi ultramylonitami. Występujące w nich świeże blasty skaleniowe zawierają różne wrostki lub całe agregaty tła mylonitycznego. Rozrastały się one kosztem tego tła, które obserwuje się ponadto zaklinowane i zepchnięte między poszczególnymi blastami plagioklazów i większymi ksenomorficznymi blastami skaleni potasowych. Ilość tych ostatnich wzrasta w kierunku zwartych masywów gnejsów typu gierałtowskiego. Widoczne są w nich drobne przerosty pertytowe oraz delikatna, słabo zaznaczona siatka zbliźniaczeń. Skalenie potasowe wypierają lub też otaczają i zamykają większe fragmenty plagioklazów. W miejscu zetknięcia się tych minerałów czasem powstaje myrmekit. Oprócz skaleni w strefach granityzowanych pojawiają się drobne blaszki biotyту, a niekiedy również większe blasty muskowitu (pl. III, fot. 5).

W świetle badań, jakie nad feldspatyzacją serii strońskiej przeprowadziła T. Milewska (1958), zjawisko występowania szerokich stref granityzacji właśnie w strefach mylonitycznych jest zrozumiałe. W skałach feldspatyzowanych, a szczególnie w łupkach łyszczykowych, mikroklinizacji ulegają przede wszystkim plagioklasy starszej, przeddeformacyjnej fazy, które szczególnie wzdłuż licznych spękań są atakowane, korodowane i wypierane wskutek penetracji roztworów zawierających potas. Natomiast niezależne duże blasty skaleni two-

rzą się z trudem i bardzo rzadko. Również J. Teisseyre (1960) potwierdza brak feldspatyzacji mikroklinowej w erlanach serii strońskiej, jeżeli nie została ona poprzedzona feldspatyzacją plagioklazową. I tutaj atakowane, a często nawet całkowicie wypierane są przede wszystkim plagioklasy tektonicznie naruszone.

Podobne obserwacje przeprowadzał J. Burchart (1958) w okolicy Orłowca, gdzie silnej mikroklinizacji związanej z granitoidami jawornickimi uległy mylonity plagioklazowo-skalenio-we, a otaczające je łupki łyszczykowe dotknięte zostały tym procesem jedynie w niewielkim stopniu. O silnej albityzacji i mikroklinizacji mylonitów gnejsowych i amfibolitytów z okolic Gorzuchowa koło Kłodzka wspominała jeszcze wcześniej I. Wojciechowska (1958).

Przytoczone obserwacje potwierdzają, że mikroklinizacja rozwija się o wiele łatwiej w warunkach dynamicznego zaangażowania skaleni. Możliwe, że w ten sposób można również wyjaśnić brak dużych blastów mikroklinu zarówno w gnejsach gierałtowskich jak i w granityzowanych przez nie łupkach łyszczykowych i to pomimo intensywnej penetracji roztworów zawierających potas, o czym świadczą silnie rozwinięte w gnejsach gierałtowskich objawy reagowania ze sobą wszystkich mineralów, a w szczególności plagioklazów i skaleni potasowego. Wyraża się to w bardzo licznych żyłkach antypertytowych i obficie występującym myrmekicie. Blasty plagioklazów i skaleni potasowych mogły natomiast wytworzyć się o wiele łatwiej na bazie dynamicznie zaangażowanych i zdeformowanych oczek granitognejsów śnieżnickich w strefach kontaktowych z gnejsami gierałtowskimi. Dlatego też właśnie tam obserwuje się szerokie, nieraz ponad 50 m liczące strefy gnejsów przejściowych, zawierających automorficzne megablasty mikroklinu, bogate w reliktywne inkluzje innych mineralów, szczególnie albitu i kwarcu. Obok silnie zdeformowanych metakryształów skaleni pojawiły się w tych strefach świeższe porfiroblasty mikroklinu, o wyraźnie mniejszym zaangażowaniu tektonicznym. Gnejsy śnieżnickie zatraciły więc w strefach przejściowych swoje cechy pierwotne i w tym sensie uważać można gnejsy przejściowe za najmłodsze na badanym terenie.

Należy podkreślić, że gnejsy przejściowe występują w określonej pozycji przestrzennej, między leżącymi wyżej granitognejsami śnieżnickimi a podścielającymi je gnejsami gierałtowskimi. Ilościowo masa ich jest w stosunku do masy obu typowych gnejsów bardzo podrzędna.

Kolejne etapy rozwojowe oraz wzajemne zależności między granitognejsami śnieżnickimi

a migmatycznymi gnejsami gieraltowskimi odczytać można bezpośrednio w dużym odsłonięciu nad szosą Idzików — Sienna, znajdującym się w osiowej części antyklinorium Międzygórze (fig. 1). Odsłaniające się tutaj na dużej przestrzeni gnejsy śnieżnickie są silnie wywalcowane i wyslizgane, a liczne oczka skaleniowe uległy zmiążdżeniu i wrzecionowatemu wyciągnięciu. Łyszczki układają się w plasty kierunkowo wywalcowane i wyslizgane, nadając skale wyraźną gnejsowatość. Płaszczyzny zgnejsowania są prawie poziome (osiowa część antyklinorium), lub wykazują słabe nachylenia ku północy i północnemu wschodowi pod kątem  $5^\circ$ . W gnejsach tych obserwuje się ponadto silnie wyprasowane leżące fałdki ciągnięte o wergencji południowo-zachodniej. Osie tych fałdków są poziome.

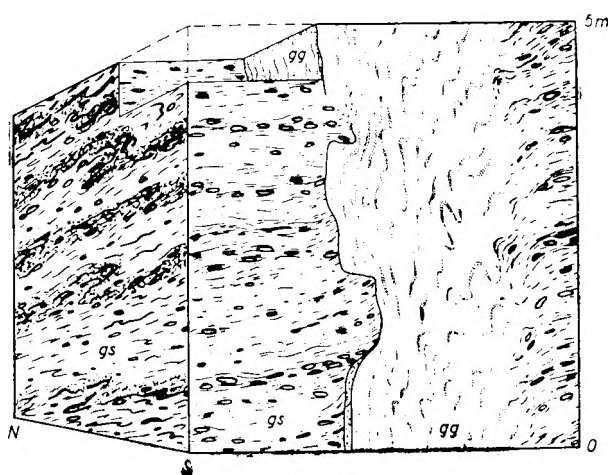


Fig. 1

Stosunek gnejsów gieraltowskich (gg) do gnejsów śnieżnickich (gs) w skałach położonych na północ od szosy Idzików — Sienna

Relation of the Gieraltów gneisses (gg) to the Śnieżnik gneisses (gs) in rocks north of the Idzików — Sienna highway

Omawiane wyżej tektonicznie zdeformowane granitognejsy śnieżnickie przecina niezgodnie pionowa żyła gnejsu gieraltowskiego, wydłużona południkowo zgodnie z osią elementu antyklinorialnego Międzygórze.

Minerały blaszkowe układają się tutaj w pasma równoległe do przebiegu żyły. Pojawiające się miejscami smużyście zagęszczenia biotyту ujawniają pofałdowanie plastyczne właściwe migmatytom. Osie tych fałdków mają kierunek zgodny z przebiegiem żyły i skierowane są pod niewielkim kątem ku północy.

Opisane gnejsy typu gieraltowskiego nie są zdeformowane tektonicznie. Tworzą niezgodne

kontakty z granitognejsami śnieżnickimi, przy czym zachodnia granica jest ostra, ale wyraźnie nierówna. Natomiast po stronie wschodniej gnejsy przechodzą stopniowo w granitognejsy śnieżnickie, zablizniając ich tektonicznie zaangażowane struktury. To samo zjawisko, ale ograniczone jedynie do niektórych załamów powierzchni kontaktowej, obserwuje się po stronie zachodniej. Wzdłuż granicy zachodniej występuje ponadto do 2 cm gruba jasna skała skaleniowa, w której pojawiają się bezładnie rozrzucone blaszki biotyту.

Interpretując opisane wyżej odsłonięcie, można odtworzyć kolejne procesy geologiczne, które tutaj miały miejsce. Niewątpliwie gnejsy śnieżnickie są tu elementem najstarszym. Przed pojawieniem się gnejsów gieraltowskich uległy one już dynamicznemu zdeformowaniu i wywalcowaniu aż do wstępnej mylonityzacji włącznie. Deformacje kataklastyczne miały sztywny charakter i nie zostały na większą skalę zabliznione przez późniejszą rekrytalizację. Nastąpiły one w płytkich strefach skorupy ziemskiej pod naciskiem przesuwających się względem siebie mas skalnych. Kierunek ruchu mas, jak to wskazuje wergencja fałdków ciągniętych oraz sposób rozwałcowania oczek, był południowo-zachodni. Wstępnej mylonityzacji granitognejsy uległy w stanie zupełnie już zestalonym, tzn. o wiele później od ich intruzji.

Natomiast gnejsy typu gieraltowskiego utworzyły się w późniejszym okresie orogenicznym. Charakter ich wystąpienia świadczy, że daleko posunięta granityzacja doprowadziła miejscami do uplastycznienia mas, które zdolne były do reomorficznych intruzji w wyższe poziomy okrywy.

W Konradowie i w okolicy Trzebieszowic stwierdziłem niezgodne wystąpienia gnejsów, które zaliczyłem do typu gieraltowskiego. Z powodu niedostatecznych funduszy na prace odkrywkowe nie zostały one jeszcze ostatecznie zbadane.

W odsłonięciu w Konradowie widoczna jest żyła o długości ponad 1 km i miąższości około 20 m, przecinająca pionowo łupki łyszczkowe serii strońskiej, które w tej okolicy są sfałdowane i razem z gnejsami śnieżnickimi tworzą izoklinalny fałd antyklinalny, nachylony pod kątem około  $40^\circ$  ku południowi (pl. I, fot. 3). Od głównej żyły odchodzą boczne odgałęzienia przebiegające zgodnie z łupkami łyszczkowymi wyklinowując się na przestrzeni 100—200 m. Na podstawie dotychczasowych obserwacji wydaje się, że silnej granityzacji uległy tutaj mylonity występujące wzdłuż lokalnej strefy zluźnień tektonicznych, tnących skośnie stare struktury fałdowe. Mylonity te wystę-



pują we wschodniej części „żyły”, natomiast w kierunku zachodnim przechodzą stopniowo w gnejsy gieraltowskie. W zachodniej części granityzacja nie ograniczała się tylko do tej strefy, ale palczasto wnikała również w serie łupków łyszczykowych.

Gnejsy z głównej żyły są wyraźnie laminowane. Pod mikroskopem obserwuje się sfałdowane smugi łyszczyków, oddzielające sprasowane i skataklazowane agregaty kwarcowo-skalenioawe. W starszym tle kataklazycznym rozrastają się świeże porfiroblasty skaleni potasowych, zawierające wrostki muskowitu i mylonitycznego tła skalnego (pl. II, fot. 2). Skalenie potasowe przeważają wybitnie nad plagioklazami, które reprezentuje prawdopo-

dobnie albit. Obserwuje się też szeroko rozwinięte procesy myrmekityzacji. Z łyszczyków muskowit przeważa nad biotytem. Wydaje się, że muskowit jest tutaj diaforyczny, gdyż sam zawiera wrostki biotyту i ustawiony jest nieraz poprzecznie do laminacji. Biotyt jest nieco schlorytyzowany ( $\alpha$  — oliwkowo-słomkowożółty,  $\beta \approx \gamma$  — oliwkowozielony, prawie nieprzezroczysty). Z minerałów akcesorycznych apatyt dominuje wyraźnie nad cyrkonem. Ponadto zauważyć można dużo tlenków żelaza grupujących się w smugi. W jednej z płytek cienkich stwierdziłem ponadto duże blasty turmalinu o silnym pleochroizmie. Turmalin również zawiera wrostki, głównie apatytu, tlenków żelaza i kwarcu. W kierunku osi  $o$  jest on zupełnie

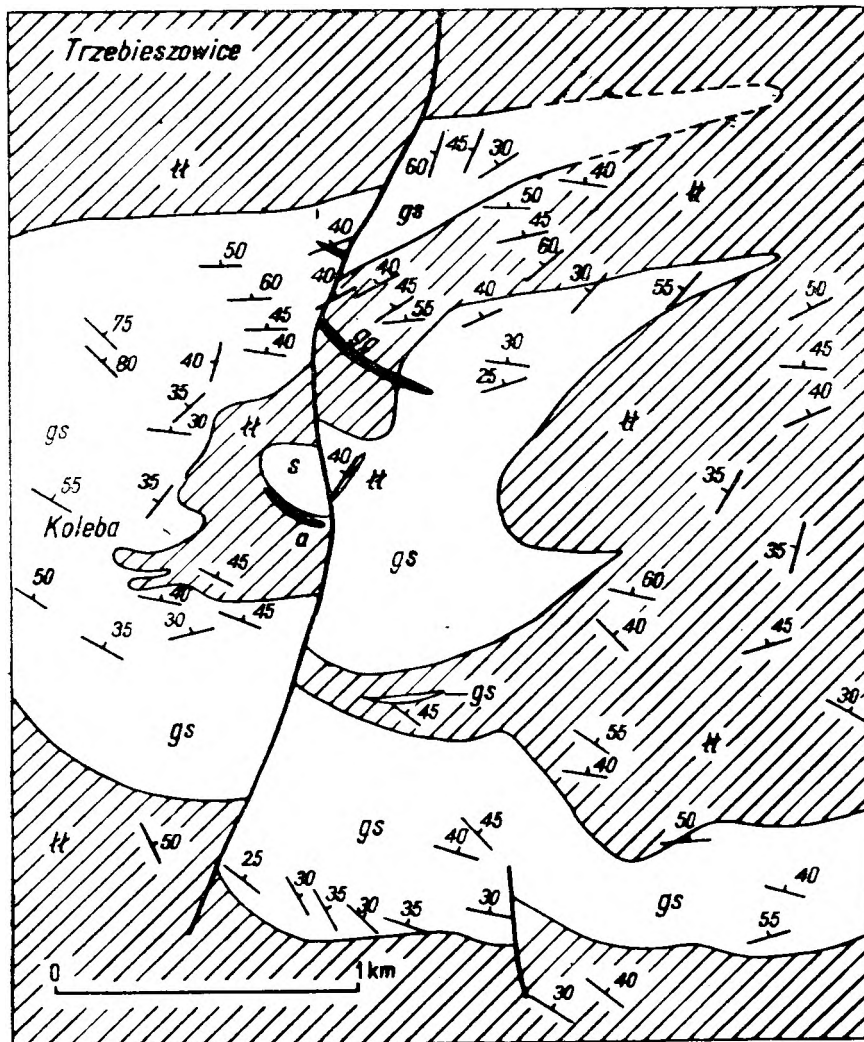


Fig. 2

Schematyczna mapka antykliny Koleby koło Trzebieszowice  
 gg — gnejsy gieraltowskie, gs — gnejsy śnieżnickie, ł — łupki łyszczykowe, a — amphibolity

Schematic map of the anticline of Koleby near Trzebieszowice  
 gg — Gieraltów gneisses, gs — Śnieżnik gneisses, ł — mica schists, a — amphibolites

nieprzezroczysty, a w kierunku osi  $l$  — miedzianobrunatny (pl. II, fot. 3).

Podobny skład mineralny stwierdziłem w bocznych odgałęzieniach żyły, w których gnejsy objawiają o wiele słabsze znamiona deformacji kataklastycznych, a miejscami zdradzają drobne sfałdowania plastyczne.

O wiele słabiej poznane są gnejsy typu gieraltowskiego w okolicach Trzebieszowic. Gnejsy te zostały prześledzone stosunkowo dokładnie na podstawie zwietrzeliny. Tworzą one niewysoki próg morfologiczny. Na mapie dają ciekawy obraz intersekcyjny (fig. 2) żyły przecinającej antyklinę Koleby, zbudowaną z łupków strońskich i gnejsów śnieżnickich, a obaloną ku południowemu zachodowi.

Gnejsy Konradowa i Koleby występują w osiowej części zanurzającego się, na wschód od Konradowa, ku zachodowi antyklinorium Gierałtowa i mają kierunek zgodny z osią tego antyklinorium (tabl. I).

Na podstawie przytoczonych obserwacji należy przyjąć, że gnejsy gieraltowskie stanowią młodszy, niż dotychczas przyjmowano, element w budowie geologicznej metamorfiku Śnieżnika. Granityzowały i migmatytyzowały one bowiem już tektonicznie zaangażowane serie skalne. Proces migmatytyzacji starszych serii posuwał się od części głębszych w płytsze. Dlatego też gnejsy typu gieraltowskiego występują w niższych poziomach metamorfiku Śnieżnika i tworzą często, choć niekoniecznie, jądra dużych elementów antyklinorialnych.

Każdy wielki paroksyzm górotwórczy ma wpływ na procesy wgłębne. Z orogenezą waryscyjską wiąże się granitoidy, do których należą m. in. „sjenity” złotostocko-klódzkie oraz granodioryty jawornickie, niewątpliwie młodsze od gnejsów typu gieraltowskiego. Gnejsom śnieżnickim, które, jak przypuszczam, są starsze od gieraltowskich, przypisuje się natomiast wiek młodoprekambryjski. Z orogenezą kaledońską, która wywarła olbrzymi wpływ na budowę omawianej części Sudetów, nie wiązano żadnych skał wgłębnych, co było rzeczą trudną do wyjaśnienia. Na fakt ten zwrócił już uwagę H. Teisseyre (1957). Uważam, że gnejsy gieraltowskie, jako młodsze od gnejsów śnieżnickich, a starsze od granitoidów waryscyjskich i stanowiące prawdopodobnie same dla siebie pewną odrębną i wyróżniającą się jednostkę litologiczną, należałoby wiązać właśnie z orogenezą kaledońską.

#### GRANITOIDY WARYSCYJSKIE

Metamorfik Śnieżnika graniczy od północnego zachodu z intruzywnym masywem klódzko-złotostockim. Masyw ten w literaturze określa-

ny jest jako sjenitowy (Bederke 1922, 1927), ale jego główną, i nie jedyną odmianę petrograficzną stanowi sjenodioryt (Wieser 1958). Podrzednie występują w nim sjenity, monzonity, granodioryty oraz skały żyłowe takie, jak alaskity, aplity, lamprofiry, porfiry sjenitowe i pegmatyty. Tę niejednorodność budowy masywu powiększają liczne relikty różnie przeobrażonych fragmentów osłony stropowej, które świadczą o niezbyt daleko zaawansowanej denudacji masywu. Fragmenty te po stronie wschodniej zbudowane są najczęściej z masywnych i odpornych na asymilację amfibolitów, wapieni, gnejsów gieraltowskich, rzadziej łupków łyszczykowych i migmatycznych paragnejsów biotytowo-oligoklazowych.

Jak wykazały obecne prace kartograficzne (tabl. I), powierzchnia kontaktowa masywu sjenitowego nachylona jest pod niewielkim kątem ku południowemu wschodowi i zapada łagodnie pod utwory metamorficzne, które stanowią jego okrywę. Ścina ona niezgodnie stare struktury tej okrywy, dopasowując się jedynie pozornie do ich liniowego przebiegu (fig. 3). Kontakt z okrywą jest zazwyczaj ostry, a wyraźna miejscami feldspatyzacja brzeżnych części okrywy związana jest z poprzedzającym intruzję frontem metasomatycznym. W pobliżu kontaktu grupują się liczne i często ostrokrawędziste, mniejsze lub większe bloki, które oderwały się od okrywy. Są one różnie zorientowane i zlepione sjenitem. Powstały w ten sposób agmatyty. Żył sjenitów w obrębie okrywy są bardzo rzadkie i przecinają niezgodnie jej stare struktury, nie tworząc nigdzie typowych migmatytów. Wygląda to tak, jak gdyby intruzja nie wywierała żadnego nacisku na swe otoczenie, wżerając i przesuwając się w coraz wyższe części okrywy. Poprzedzał je front procesów metasomatycznych, rozprze-strzeniający się od tej intruzji na zewnątrz.

Żył lamprofirowe (kersantyty, minetty, wogetyty itp.) związane z tą intruzją występują na całym obszarze Gór Złotych i Krowiarek i nie obserwuje się ich szczególnego zagęszczenia w pobliżu masywu sjenitowego. Rozmieszczenie tych żył oraz łagodny upad płaszczyzny kontaktowej pod utwory metamorficzne jak i występowanie dalej na wschód pokrewnych pod względem petrograficznym i wiekowym skał takich, jak: tonality oraz granodioryty jawornickie i tonality Gór Bialskich, przemawia za szerokim rozprze-strzeniem ich pod starym fundamentem metamorficznym.

Granodioryty jawornickie występują bezpośrednio na południowy wschód od masywu sjenitowego, wśród blastomylonitycznych łupków łyszczykowych serii strońskiej (Burchart 1957, 1960). Tworzą one jedną główną żyłę o dłu-

gości około 11 km i szerokości około 800 m, ciągnącą się z okolic Radochowa poprzez Orłowic, Rużanec aż po brzeżny uskok sudecki koło Bilej Vody w Czechosłowacji. To główne wystąpienie otoczone jest mnóstwem drobnych żył, które zagęszczają się miejscami tak znacznie, że trudno jest wydzielić je na mapie. Żyły przebiegają na ogół zgodnie z łupkami łyszczykowymi, niemniej jednak zdarzają się częste wypadki niezgodnego i ostrego przerywania struktur łupków. Obserwuje się przy tym, chociaż już rzadziej, zjawiska aktywnego oddziaływania intrudującej masy na tworzenie tych form żylnych. Skały masywne takie, jak: amfibolity, kwarcyty i mylonityczne gnejsy leptytowe, przecina granodoryt, najczęściej niezgodnie. Również główne wystąpienie granodorytów jawornickich ma tylko częściowo charakter żyły pokładowej zapadającej ku północnemu zachodowi. Jedynie spągowa jego granica przebiega na całej przestrzeni zgodnie z serią metamorficzną. Natomiast powierzchnia stropowa ścina stare struktury, co widoczne jest wyraźnie nie tylko po stronie czeskiej, lecz również w okolicach Orłowca.

Główne wystąpienie granodorytów poprzecinane jest, krzyżującymi się często pod kątem  $90^\circ$ , leukokratycznymi żyłami aplitowymi. Żyły te po stronie czeskiej opisał D. Němec (1957) jako aplity albitowe lub sjenitowe. Wokół wystąpienia granodorytów, i to szczególnie w kierunku północno-zachodnim, obserwuje się często bardzo silną, ale nierównomierną granityzację łupków łyszczykowych. Ciekawe, że stopień granityzacji nie jest bezpośrednio zależny od odległości i przebiegu żył granodorytowych, które przecinając zgodnie lub niezgodnie osłone, dają z reguły kontakty wyraźne i ostre. Tam gdzie napotykają one łupki silnie zgranitizowane, kontakty pozornie zaciera się. Natężenie granityzacji okrywy było różne i doprowadziło w krańcowych wypadkach do powstania masywnych granodorytów. Geneza granodorytów jawornickich jest zatem złożona. Charakter ich występowania świadczy, że obecna powierzchnia morfologiczna nadcięła stropową część jakiegoś większego ciała intruzywnego. Z uwagi na to, że granodoryt jawornicki przypomina chemizmem pospolite odmiany sjenodorytów kłodzko-żłotostockich oraz że oba te wystąpienia zapadają ku sobie, można przypuszczać, iż łączą się one i podścielają utwory metamorficzne.

Pod względem sposobu występowania i wykształcenia oraz genezy, granodoryty jawornickie są najbardziej zbliżone do „sjenitów” okolic Niemczy, które opracowała ostatnio H. Dziedzicowa 1961. K. Smulikowski (1958) zaliczył granitoidy żłotostocko-kłodzkie oraz

bialskie do intruzji mieszanych, najprawdopodobniej syntektycznych.

Granodoryty jawornickie doczekały się ostatnio dwóch niezależnych i nowoczesnych opracowań petrograficznych. Po stronie czeskiej zbadał je D. Němec (1951, 1955), a w części polskiej J. Burchart (1957, 1960). Obaj badacze doszli na podstawie obserwacji petrograficznych do krańcowo różnej interpretacji genezy tych skał. O ile D. Němec, podobnie jak i poprzedni badacze, udowadnia ich magmowe pochodzenie, to J. Burchart widzi w nich granodoryty typowo metamorficzne, powstałe bez udziału intruzji magmy.

Obserwacje terenowe oraz zdjęcia kartograficzne wskazują, że obaj zbyt krańcowo potraktowali ten problem. Moim zdaniem nie należy szukać rozwiązania problemu przez stawianie pytania czy są one pochodzenia magmowego czy też metamorficznego, ale raczej — w jakim stopniu są one magmowe, a w jakim metamorficzne, lub też który z tych procesów jest procesem dominującym, a który podrzędnym.

Opisane intruzje związane są z waryscyjskim paroksyzmem górotwórczym.

Jak widać ze sposobu występowania poszczególnych serii skał wgłębnych związanych z kolejnymi orogenezami, układają się one w przestrzeni w pewnym sensie strefowo. Naturalnie należy to rozumieć bardzo ogólnie, gdyż młodsze procesy obejmowały swym zasięgiem w zmiennym stopniu i w różnym układzie przestrzennym wszystkie starsze twory nadkładu. Przeobrażające te utwory od spodu fronty feldspatytacji, migmatytyzacji i granityzacji przesuwały się stopniowo w górę nie wzdłuż jakiejś ściśle określonej powierzchni, ale poprzez mniej lub więcej szerokie strefy przejściowe, w których składniki atakujące ząbebiały się w różny sposób z atakowanymi. Można to obserwować bardzo dobrze na przykładzie gnejsów typu gieraltowskiego oraz granitoidów waryscyjskich, np. granodorytów jawornickich, które pojawiają się początkowo w pojedynczych soczewkach w różnych poziomach łupków strońskich. Ze wzrostem głębokości ilość soczewek wzrasta, łączą się one w większy masyw, przy czym obserwować można stopniowy zanik wpływu struktur osłony na kierunek działania procesów wgłębnych.

W suprakrustalnej serii strońskiej, generalnie rzecz biorąc, najwyższej występują *gnejsy śnieżnickie*, związane z orogenezą młodoprekambryjską. Podczas ruchów kaledońskich dobudowały się do nich od dołu i częściowo je przeobraziły *gnejsy gieraltowskie*. Cały ten gmach metamorficzny podesłany jest wgłębnymi utworami waryscyjskimi. Patrząc na mapę Sudetów łatwo można zauważyć, że zajmują

one pokażą powierzchnię. Podobnie jest w Czechach, gdzie R. Kettner (1957) przypuszcza, że powierzchnia wglębnych utworów waryscyjskich zwiększa się w głębszych poziomach intersekcyjnych. Również w Saksonii obraz powierzchniowy jest zbliżony. Ostatnio stwierdzono tam, że oddzielne wystąpienia granitoidów łączą się pod powierzchnią w jeden wielki masyw, co według wypowiedzi A. Watzenuera (1958) następuje w płytszych poziomach, niżby wskazywały na to struktury powierzchniowe. Jest tak dlatego, że wraz z głębokością maleje wpływ struktur osłony na ukształtowanie stropowej powierzchni granitoidu. Powierzchnia ta jest nierówna i przypomina swym kształtem oraz rozwojem rosnące w górę kumulusy termiczne. Powierzchnia granitoidów w Saksonii została ze względów gospodarczych dość dokładnie prześledzona za pośrednictwem licznych głębokich wierceń i odtworzona na specjalnych mapach strukturalnych.

Wiele obserwacji przemawia za tym, że wynurzające się spod utworów metamorficznych granitoidy sudeckie łączą się ze sobą na większych głębokościach i podścielają struktury powierzchniowe. Występują one najprawdopodobniej pod niecką śródsudecką oraz północnosudecką, pod Górami Kaczawskimi, masywem sowiogórskim (Polański 1955, Majerowicz 1961) i metamorfikiem kłodzkim (Wojciechowska 1958), jak również pod Górami Bystrzyckimi i Orlickimi. Liczne żyły tnące struktury powierzchniowe oraz okruszczenia świadczą, że również pod metamorfikiem śnieżnickim rozwinęły się na szeroką skalę wglębne procesy waryscyjskie.

Jak wykazuje intersekcja, stropowa powierzchnia sjenitów zlotostocko-kłodzkich zapada łagodnie pod utwory metamorficzne, a liczne relikty osłony w masywie sjenitowym świadczą, że denudacja odsłoniła dopiero jego górne partie. Podobną sytuację obserwuje się w strzelińsko-żulowskim masywie granitowym, gdzie ilość reliktyw osłony wzrasta w kierunku południowym, tak że w końcu granit ten chowa się pod utworami metamorficznymi i pojawia się jeszcze raz w masywie šumperskim, na południe od Jesioników.

Odtworzenie stropowej powierzchni granitoidów pod Sudetami mogłoby mieć duże znaczenie dla perspektyw poszukiwania złóż związanych z elewacjami tych skał, niedostrzegalnymi w strukturach powierzchniowych.

Granitoidy waryscyjskie są z kolei wraz z ich nadkładem poprzecinane młodymi bazaltami, których kilka niedużych wystąpień znajduje się również w okolicach Łądka.

Jest interesujące, że w ruchach waryscyjskich uaktywniły się na wielkich obszarach w podłożu struktur sudeckich granitoidy, natomiast w ruchach trzeciorzędowych bazalty. Możliwe, że mamy tu do czynienia z jakimiś dużymi cyklami rozwoju skorupy ziemskiej na tym obszarze. Bazalty tworzą liczne wystąpienia powierzchniowe, rozrzucone bez określonego uporządkowania. Nie wiążą się one z głównymi trzeciorzędowymi uskokami sudeckimi, o których można by sądzić, że tworzą głębokie rozłamy w sztywnej skorupie krystalicznej. Charakter wystąpień bazaltów można śledzić w sposób klasyczny na płycie północnoczeskiej, przykrytej poziomo leżącymi utworami kredowymi. Warstwy kredowe zostały w pobliżu tych wystąpień wyruszone z położenia poziomego, ale wyruszenie to jest skutkiem, a nie przyczyną pojawienia się bazaltów. Niektóre z bazaltów nie przebiły utworów kredowych, wybrzuszając kopulasto warstwy nadległe.

Bazalty te zostały uaktywnione w ogólnym cyklu procesów wglębnych podczas ruchów trzeciorzędowych i tworzą najgłębsze, a strukturalnie najmłodsze ogniwo, zjawiające się w podłożu struktur sudeckich.

Czy erupcje bazaltowe należy wiązać z simą? Prawdopodobnie tak, gdyż skutek ogólnej tendencji podnoszenia się masywu czeskiego również stropowa powierzchnia simy przesunęła się wyżej. Sam fakt stopniowego podnoszenia się skorupy nie tłumaczy jednak nagłego uaktywnienia strefy bazaltowej. Muszą istnieć jeszcze inne przyczyny, które to uaktywnienie spowodowały. Na podstawie powojennych badań geofizycznych stwierdzono, że skały zasadowe leżą w Europie bliżej powierzchni, niż dotychczas przypuszczano. Powierzchnia nieciągłości Conrada, oddzielająca warstwę granitową od bazaltowej, znajduje się w Europie przeciętnie na głębokości 10 do 12 km. Natomiast powierzchnia Mohorovičica oddzielająca warstwę bazaltową od perydotytowej — przeciętnie na głębokości 27 km. Powłoka granitowa grubsza jest jednak pod Alpami, gdzie dochodzi do 28 km. Natomiast w miejscu tym redukuje się warstwa bazaltowa do zaledwie 2 km miąższości. Oznacza to, że w okresie alpejskich ruchów fałdowych duże masy bazaltów zostały uaktywnione i wyciśnięte spod wtłaczanych w głąb mas osadowych, oraz przemieszczone na przedpole Alpidów. Tam wskutek wzrostu ciśnienia nadmiar tych mas wyciśnięty został na zewnątrz. Mielibyśmy tu pewne podobieństwo do mechaniki powstawania wysadów solnych, które — aby mogły się rozwijać — musiały podlegać określonym ciśnieniom.

Wylewy bazaltów pojawiły się w Sudetach raczej w końcowych fazach ruchów trzeciorzędowych. Fala spowodowana głównym fałdowaniem Alpidów, spod których były one wyciskane, dotarła tutaj z pewnym opóźnieniem.

Przedstawiony wyżej układ skał powstałych w procesach wgłębnych poszczególnych orogenez, gdzie starsze z nich leżą ogólnie wyżej, a młodsze niżej, obserwujemy w tych strefach skorupy ziemskiej, które mają ciągłą tendencję do podnoszenia się. Taką ogólną tendencję

przejawia na przestrzeni dziejów geologicznych cały blok czeski, w którego skład wchodzi Sudety.

Układ ten jest logiczny, gdyż procesy granityzacyjne skierowane są z głębi ku powierzchni. Wskutek erozyjnego ścinania wypiętrzonego górotworu najstarsze skały infrakrustalne znalazły się najpłycej. Mamy tu do czynienia jak gdyby z odwróceniem klasycznej zasady stratygrafii, co należy uwzględnić przy analizie jednostek tektonicznych.

## TEKTONIKA GÓR ŻŁOTYCH I KROWIAREK

Na obszarze Gór Żłotych i Krowiarek obserwuje się wyraźną zmianę kierunku przebiegu jednostek tektonicznych, dostrzeżoną już przez H. Cloosa (1922) i E. Bederkego (1929), a określoną przez H. Teisseyre'a (1956) jako wirgacja łądecka (fig. 3). Wirgacja ta zarysowuje się w postaci dwu gałęzi, z których północną będą nazywał złotostocką, a południową śnieżnicką.

Idąc od strony Krosnowic w kierunku południowo-wschodnim widzimy, że zarówno fałdy w Krowiarkach, jak i szczytkowe elementy tektoniczne w Górach Żłotych, przebiegają zgodnie z dominującym w Sudetach Środkowych kierunkiem NW—SE. Fałdy te na linii Trzebieszowice — Waliszów zaczynają się odchyłać od tego kierunku i rozszczepiać na dwie gałęzie — północną i południową.

Gałąź północna ma charakter łagodnego łuku, skręcającego początkowo z kierunku SE na E, dalej na NE i wreszcie koło Żłotego Stoku na NNE, przechodzącego nawet w kierunek północny. Przebieg tej gałęzi podkreślają w okolicach Ołdrzychowic ciągle wystąpienia paraamfibolitów, a dalej koło Radochowa wychodnie gnejsów występujących wśród łupków blastomylonitycznych.

Gałąź południowa skręca natomiast koło Waliszowa, przechodząc z kierunku SE stopniowo w okolicach Kamiennej i Szklar w kierunek południowy. Przebieg jej podkreślają zarówno ciągle wychodnie wapieni w Krowiarkach, jak i kierunki elementów tektonicznych w masywie Śnieżnika.

Na wschód od omawianego obszaru elementy tektoniczne układają się wachlarzowo, przy czym zbiegając się ku zachodowi, wciskają się w okolicach Trzebieszowic między wspomniane gałęzie wirgacji łądeckiej.

Badany obszar ma zatem do pewnego stopnia kluczowe znaczenie w rozwiązywaniu problemu ogólnej budowy geologicznej regionu Śnieżnika. Zbiegające się tu ze wszystkich

stron jednostki tektoniczne zanurzają się ogólnie ku zachodowi. W tym też kierunku zwięzają się powierzchniowo elementy antyklinalne, których zamknięcia obserwuje się na badanym terenie. Zamknięcia te mają szczególnie doniosłe znaczenie tektoniczne, gdyż rozstrzygają o formach i charakterze występujących tu jednostek tektonicznych.

Rozdzielenie wirgacji łądeckiej na poszczególne gałęzie prowadzi do odwrócenia wergencji fałdów na odcinkach o kierunku południkowym. Wergencja tych fałdów jest bowiem koło Krosnowic i Ołdrzychowic, po obu stronach Białej Łądeckiej, taka sama i skierowana ku południowemu zachodowi. Zgodnie ze zmianą biegu jednej i drugiej gałęzi wirgacji, zmienia się również kierunek wergencji, przechodzący w gałęzi złotostockiej stopniowo na wschodni, a w gałęzi śnieżnickiej na zachodni (fig. 3).

Wyprowadzenie wirgacji łądeckiej z wiązki fałdów biegnących od południa i oddalających się od siebie ku NE i NW (Oberc 1960) natrafia na badanym terenie na trudności, których uniknąć można, wyprowadzając wspomnianą wirgację od strony Krowiarek. Mam tu na myśli wergencję fałdów, które otulają południowo-wschodnie naroże gnejsowej kry sowiogórskiej. Wyprowadzając wirgację z południa, gdzie fałdy wykazują wergencję zachodnią, trudno byłoby wytłumaczyć, dlaczego w gałęzi złotostockiej zmienia się ona na wschodnią. Oprócz tego na terenie Krowiarek można by się spodziewać występowania strefy przejściowej, w której dokonuje się ta zmiana kierunków wergencji. Takiej strefy brak, natomiast wyprowadzając wirgację łądecką z Krowiarek można z łatwością prześledzić zmianę kierunków wergencji zarówno w gałęzi złotostockiej jak i śnieżnickiej, co obrazują figury 3 i 4.

Jednostki tektoniczne w metamorfiku Śnieżnika wydłużone są zgodnie z przebiegiem poszczególnych gałęzi wirgacji łądeckiej. Tworzą

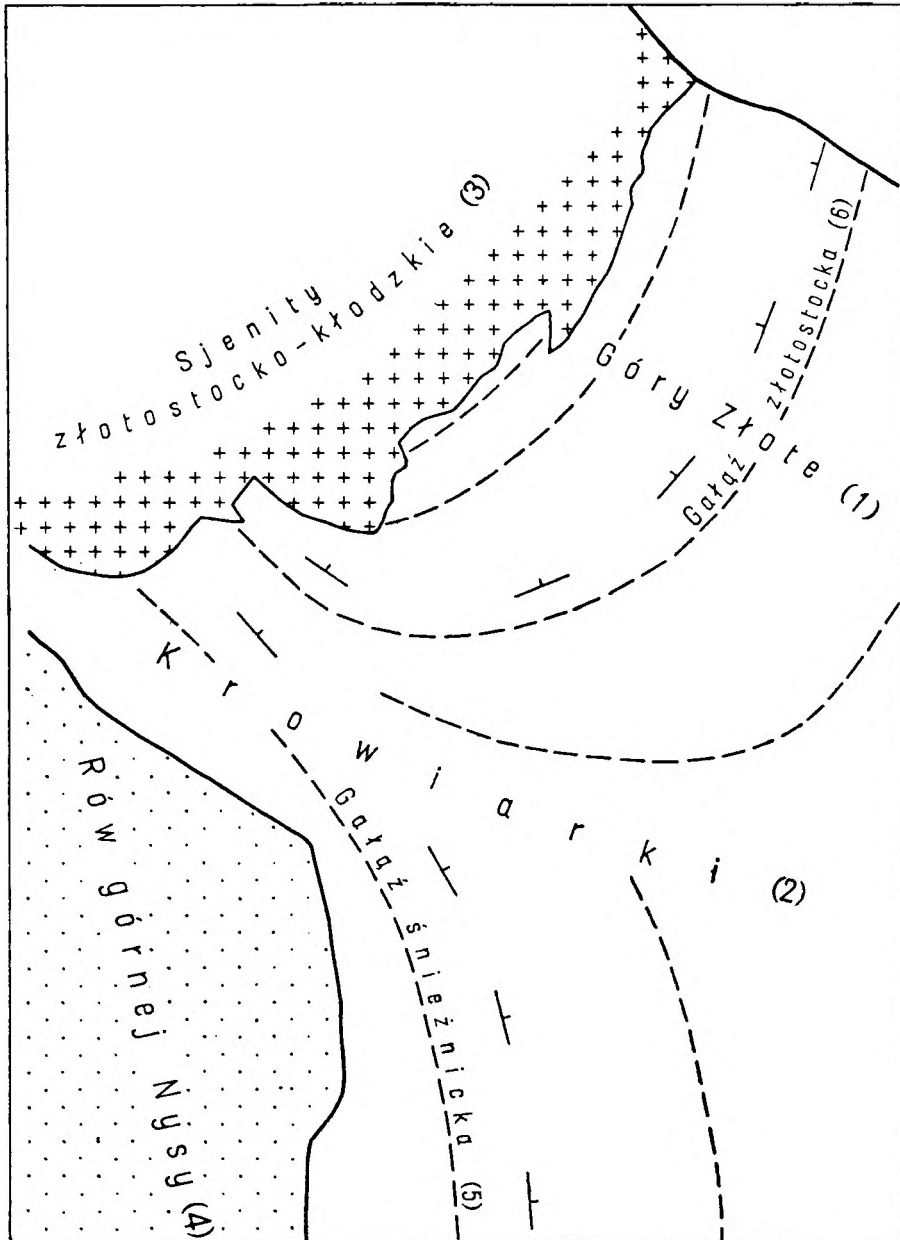


Fig. 3

Kierunki struktur tektonicznych wirgacji łądeckiej  
 Direction of tectonic structures of the Łądecka virgation

1 — Złote Mts., 2 — Krowiarki Mts., 3 — Klodzko—Złoty Stok syenites, 4 — upper Nysa graben, 5 — Snieżnik branch, 6 — Złoty Stok branch

one duże formy antyklinorialne, oddzielone od siebie złożonymi synklinoriami. Te wielkie elementy nadają charakterystyczne piętno budowie badanego terenu, tworząc zasadniczy szkielet jego struktury. Ułożone są one wachlarzowo (fig. 4) i ku zachodowi zbiegają się w Krowiarkach, gdzie zanurzają się pod grubą serię łupków strońskich. W tym też kierunku zwążają

się na powierzchni i zmniejszając amplitudę, przechodzą stopniowo w silnie sfałdowaną strefę Krowiarek (por. tabl. I).

Na badanym terenie można prześledzić cztery takie elementy antyklinorialne. Od południa ku północy są to: element Międzygórza, Gierałtowa, Radochowa i Skrzyńki (fig. 5). Jądra wszystkich tych

elementów zbudowane są z gnejsów, przy czym na ogół gnejsy śnieżnickie, o ile tylko biorą udział w ich budowie, występują w stropie, tworząc zewnętrzne obramowanie młodszych od nich gnejsów gierałtowskich. Podobną sytuację obserwuje M. Dumicz (1958) w Górach Bystrzyckich i Orlickich, gdzie również odkrył gnejsy typu gierałtowskiego w jądrach antyklin. Ponadto w jądrze największego i najgłębiej odsłoniętego elementu antyklinorialnego Gierałtowa występują pod gnejsami gierałtowskimi granulity.

W myśl przyjętych poprzednio założeń teoretycznych powinny one być młodsze od gnejsów śnieżnickich, ewentualnie równowiekowe lub też młodsze od gnejsów gierałtowskich. Przypuszczenia te potwierdzają badania Skačela (1959), który prześledził granulity po stronie czeskiej na obszarze ich głównego występowania. Stwierdził on, że granulity mają miejscami niezgodne kontakty intruzywne z występującymi wyżej gnejsami typu gierałtowskiego.

Jak zaznacza K. Smulikowski (1957), granulity te mają charakter migmatyczny, analogiczny do kompleksu gnejsów i migmatytów gierałtowskich i powstały prawdopodobnie również przez impregnację i metasomatyczną granityzację jakiegoś kompleksu łupkowego. Pierwotny materiał łupkowy mógł być w obu kompleksach taki sam, różne tylko były warunki metasomatycznej granityzacji i głębokość strefy metamorfizmu, która u granulitów była większa.

Wergencja fałdów w poszczególnych antyklinoriach, od nasady omawianego wachlarza fałdów, w kierunku ich wynurzania się, jest zawsze skierowana w stronę prawą na podobieństwo płasko i szeroko rozłożonego wachlarza, którego górne ramię wysunięte jest w lewo, a skrajne dolne w prawo (fig. 4). Płaszczyzny osiowe fałdów mają przeciętny upad  $25-40^\circ$ , a osie ich zanurzają się pod kątem  $0-20^\circ$  w kierunku nasady wachlarza. Wszystkie antyklinoria przewalone są zatem i wtórnie sfałdowane, patrząc na zewnątrz, w stronę prawą.

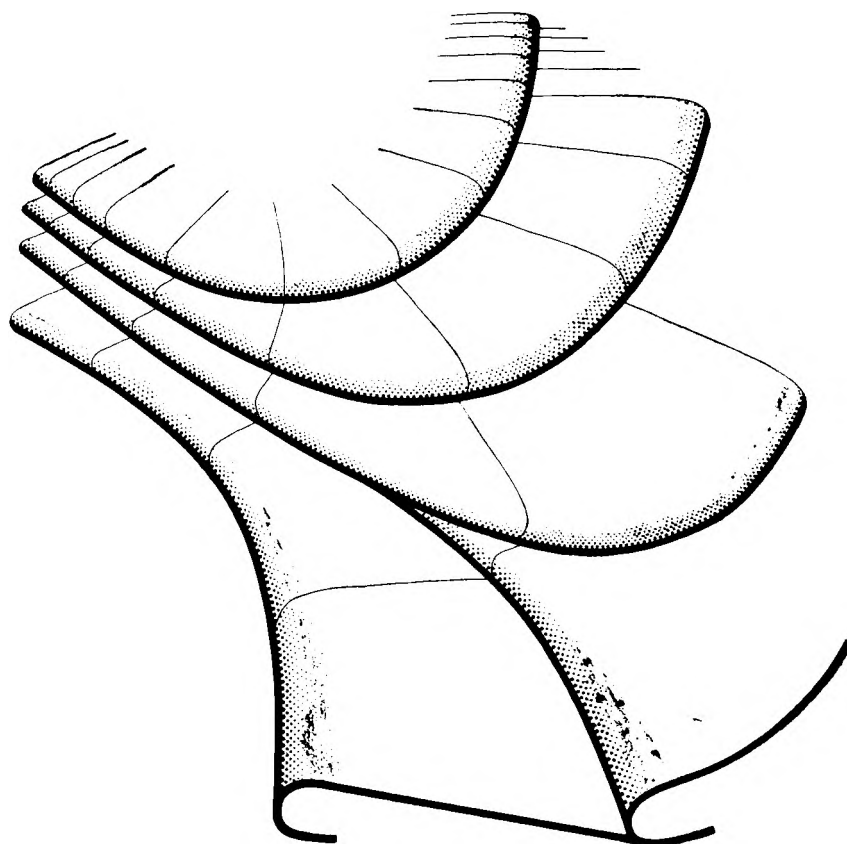


Fig. 4

Schemat wachlarzowej budowy metamorfiku Snieżnika

Diagram showing the fan-like structure of the Snieżnik metamorphic massif



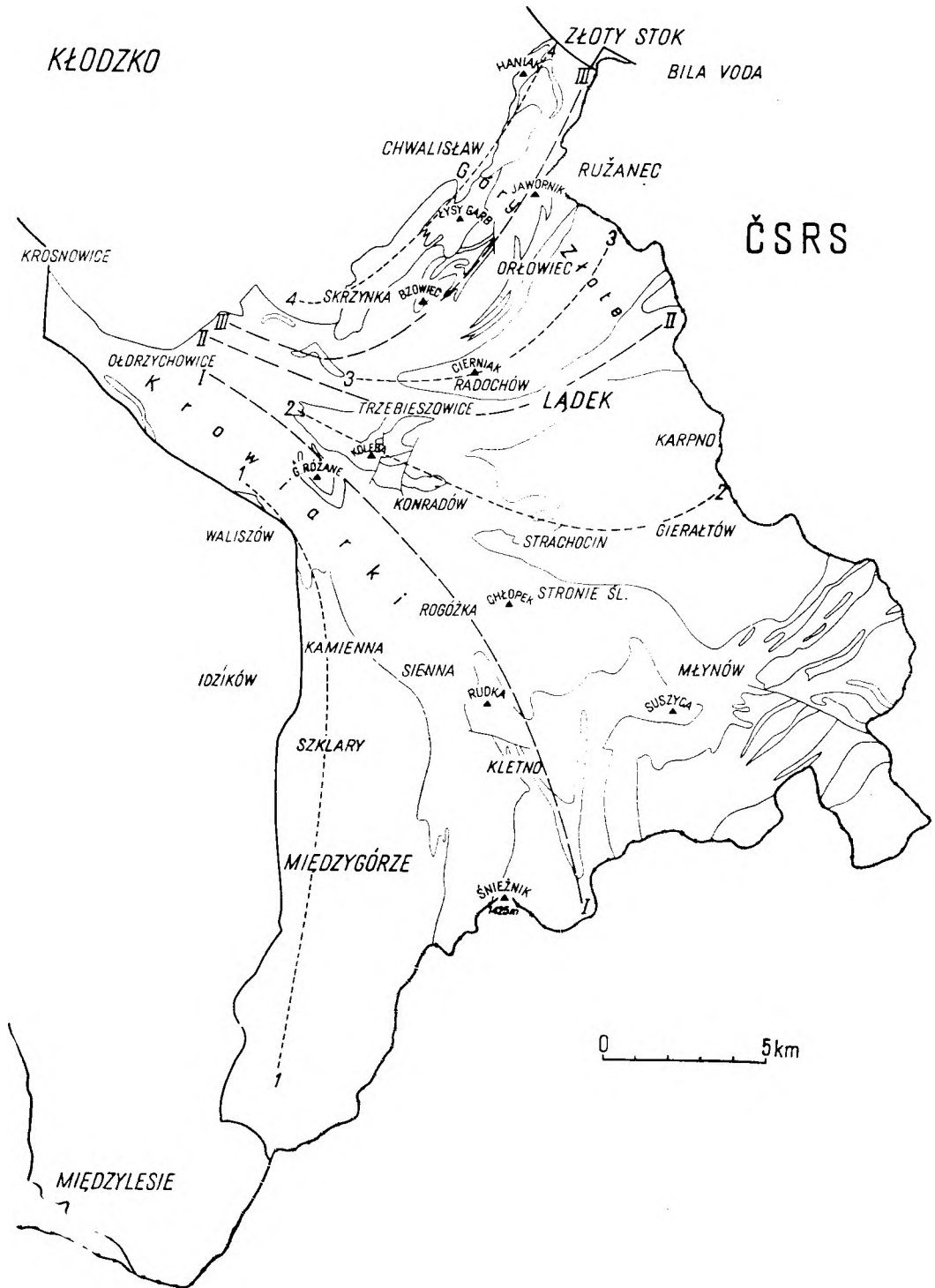


Fig. 5

## Szkic tektoniczny metamorfiku Śnieżnika

1 — antyklinorium Międzygórze, 2 — antyklinorium Gieraltowa, 3 — antyklinorium Radochowa, 4 — antyklinorium Skrzynki, I — synklinorium Śnieżnika, II — synklinorium Lądka, III — synklinorium Orlowca

## Tectonic sketch map of the Śnieżnik metamorphic massif

1 — Międzygórze anticline, 2 — Gieraltów anticline, 3 — Radochów anticline, 4 — Skrzynka anticline, I — Śnieżnik syncline, II — Lądek syncline, III — Orlówca syncline

I tak skrajnie południowy element Międzygórza ma wergencję zachodnią, dwa środkowe (Gierałtowa i Radochowa) kolejno południową i południowo-wschodnią, a skrajnie północny element Skrzyńki — wschodnią.

Poszczególne cztery formy antyklinorialne oddzielają trzy strefy synklinorialne. Są to od południa: synklinorium Śnieżnika\*, Ładka i Orłowca (fig. 4 i 5). Rozszerzają się one ku zachodowi zgodnie z zanurzeniem się ich osi i łączą się w jedną szeroką strefę Krowiarek. Wypełnione są silnie sfałdowaną i grubą serią łupków strońskich. Ponadto w osiach ich w formie pokładowych intruzji znajdują się oczkowe gnejsy śnieżnickie. Gnejsy te są sfałdowane zgodnie z łupkami łyszczkowymi i tworzą w Krowiarkach fałdy antyklinalne Gór Różanych i Koleby, oddzielone od siebie rozerwaną i głęboką strefą synklinalną. W synklinorium Orłowca w podobnej sytuacji występują gnejsy leptytowe. Gnejsom Koleby i Gór Różanych odpowiadają dalej ku południowi synklinalnie sfałdowane gnejsy Rudki i Kletna, z których zbudowany jest właściwy masyw Śnieżnika (Kasza 1958). G. Fischer (1935) przyjmował za K. Kölbl'em, że gnejsy Gór Różanych i Koleby ukazują się w oknie tektonicznym spod otulających je łupków łyszczkowych. Poglądu tego nie potwierdziły wykonane przeze mnie zdjęcia geologiczne. Okazało się również, że gnejsy śnieżnickie nie tworzą jednej żyły pokładowej, jak to przedstawił G. Fischer w swym schemacie stratygraficznym (s. 81), lecz występują w różnych poziomach serii strońskiej.

Jeszcze intensywniej sfałdowane są kataklastyczne gnejsy „leptytowe” w synklinorium Orłowca w Górach Żłoty. Tworzą one tam bardzo wąskie i silnie ku wschodowi przewalone fałdy, z których wyróżnia się swą formą obalona synklina Bzowca.

Sfałdowanie łupków serii strońskiej oraz występujących w nich gnejsów śnieżnickich staje się intensywniejsze u zbiegu wszystkich form antyklinorialnych w Krowiarkach. Łupki ułożone są tutaj w wąskie fałdy izoklinalne, porozrywane na śródfałdziach i nasunięte na siebie. Widać to szczególnie dobrze na złuskowanych fałdach Krowiarek, których budowę można odtworzyć dzięki obecności ciągłych poziomów marmurów.

Budowę tych form potwierdzają badania mikrotektoniczne. Zostaną one opracowane szczegółowo w odrębnej pracy. Tutaj nadmienię tylko, że charakter deformacji mikrotektonicznych w łupkach łyszczkowych i gnejsach

śnieżnickich różni się od podobnych deformacji w gnejsach gierałtowskich.

W łupkach serii strońskiej i gnejsach śnieżnickich zaznaczają się dwa wyraźne systemy lineacji ( $b_1$  i  $b_2$ ). Lineacja starsza ( $b_1$ ), wyraźnie dominująca, wyraża się rozwalcowaniem oczek i soczewek w struktury zbliżone do wrzecion, fałdami ciągnionymi, drobnym zgufrowaniem. Kierunki tych struktur są zgodne z przebiegiem dużych jednostek tektonicznych. Zmienne jest ich zanurzenie, które świadczy o wtórnym, poprzecznym zundulowaniu metamorfiku Śnieżnika w elewacje i depresje. Struktury linijskie zanurzają się w łupkach łyszczkowych i gnejsach śnieżnickich pod kątem do  $20^\circ$  w kierunku od elewacji do depresji. Równocześnie elewacje takie charakteryzują się rozszerzeniem wychodni gnejsów w masywach antyklinorialnych i zwięzieniem wychodni łupków serii strońskiej w synklinoriach. W środkowych częściach elewacji pojawiają się zazwyczaj gnejsy typu gierałtowskiego, które, jak wiadomo, tworzyły się poprzez silną granityzację i migmatytyzację serii starszych. Procesy te związane były ze znacznym wzrostem objętości granityzowanego układu i musiały w rezultacie doprowadzić do pewnego wybrzuszenia się osłony, tworząc w starej, wyraźnie kierunkowej budowie formy kopulaste. Tendencje do tworzenia się tych młodszych form widzimy już na obszarze metamorfiku Śnieżnika, a typowym przykładem jest tutaj elewacja zaznaczająca się w antyklinorium Międzygórza. Przebiega ona z okolic Międzygórza w kierunku ESE, gdzie dalej w obrębie synklinorium Śnieżnika prześledził ją już poprzednio L. Kasza (1962).

Stare struktury linijskie zanurzają się od wspomnianej elewacji Międzygórza — Śnieżnika na zewnątrz ku południowi w kierunku Międzyzlesia, jak i ku północy w kierunku Waliszowa. W Krowiarkach koło Waliszowa, zgodnie ze skreśleniem gałęzi śnieżnickiej, zmieniają one stopniowo swój kierunek na północno-zachodni, potwierdzając zanurzenie się w tym kierunku metamorfiku Śnieżnika. Na terenie Krowiarek fakt ten stwierdził już K. Rode (1928).

Młodsze struktury linijskie ( $b_2$ ) zaznaczają się na całym badanym obszarze, chociaż są rzadsze i na ogół słabiej widoczne. Charakteryzują się łagodnym sfałdowaniem lub też załamywaniem starych struktur linijskich wzdłuż płaszczyzn wtórnego złupkowania. W antyklinorium Międzygórza, gdzie dokonałem większej ilości pomiarów, wykazują one dużą zmienność kierunków z maksimum w granicach  $290-330^\circ$ . Jest to kierunek zgodny z przebiegiem elewacji Międzygórza — Śnieżnika. Jeszcze większą zmienność elementów mikrotektonicznych ob-

\* Synklinę Śnieżnika wydzielił i prześledził po raz pierwszy L. Kasza (1956).

serwuje się w gnejsach gierałtowskich. Lineacja zaznacza się w nich na ogół słabo lub zanika prawie całkowicie i nie pokrywa się z wyraźnie kierunkową, starszą lineacją gnejsów śnieżnickich i łupków serii strońskiej. Na kontaktach obu tych gnejsów obserwowałem różnice kierunków lineacji dochodzące do  $40^\circ$ . W gnejsach gierałtowskich pojawiają się natomiast wyraźniejsze fałdki ciągnięte. Jednak, o ile w łupkach serii strońskiej oraz w gnejsach śnieżnickich wergencja fałdków ciągniętych jest na ogół stała, to w gnejsach gierałtowskich wraz z dużą dyspersją osi pojawiają się fałdki o zmiennej wergencji. Fałdki ciągnięte w gnejsach śnieżnickich i łupkach łuszczycowych mają charakter wybitnie kierunkowo-deformacyjny, natomiast tekstura smużyta gnejsów gierałtowskich wskazuje na silne uplastycznienie granityzowanego materiału. Pewne uplastycznienie zaznacza się już w gnejsach śnieżnickich, w pobliżu kontaktów z gnejsami gierałtowskimi. W strefach tych wyraźnie zagęszczają się mniejsze i większe sfałdowania poprzeczne, równoległe do młodej elewacji Międzygórze — Śnieżnika.

Jest rzeczą interesującą, że na skrzydłach elewacji Międzygórze na stare fałdki ciągnięte z wergencją zachodnią i południowo-zachodnią nakładają się większe fałdki ciągnięte o mniejszej amplitudzie, z wergencją skierowaną w kierunku depresji. Prawdopodobnie pochodzą one z okresu dysharmonijnego wyrzuczenia się granityzowanego masywu.

Podobne fakty obserwowano w Sudetach Wschodnich, gdzie formy kopuł rozwinęły się jeszcze wyraźniej (kopuła desneńska, kepernicka i velkovrbenska).

Na podstawie analogii przypuszczam, że gnejsy sowiogórskie stanowią największą tego typu kopułę w Sudetach, obwiedzioną granityzowanymi seriami okrywy w postaci złotostockiej gałęzi wirgacji łądeckiej. Wergencja fałdów w tej części wirgacji skierowana jest od masywu sowiogórskiego promieniście na zewnątrz, co trudno wytłumaczyć jedynie tektoniką kompresyjną.

Budowa wewnętrzna dużych elementów antyklinalnych różni się od budowy otaczających je stref synklinialnych. Elementy antyklinalne są mniej intensywnie sfałdowane. Wnioskować o tym można, śledząc przebieg ich granic z łupkami łuszczycowymi, wzdłuż których brak jest na ogół głębokich i wąskich sfałdowań izoklinalnych. Elementy antyklinalne występują w postaci bardziej zwartej i masywnej. Trudno ponadto określić, w jakim stopniu zatoki prześledzone w częściach osiowych elementu gnejsowego Gierałtowa, są wynikiem dysharmonijnego fałdowania, a w jakim stop-

niu obraz ten uzależniony jest od postępującej od spodu granityzacji. Granityzacja w szczególności postępowała wzdłuż płaszczyzn foliacji, ale w swej masie ogólnej przebiegała raczej niezgodnie, ogarniając silnie już sfałdowaną i zmetamorfizowaną okrywę. W różnych okolicach i elementach tektonicznych osiągnęła ona różne poziomy i wskutek tego górna granica gnejsów gierałtowskich nie odpowiada żadnemu stałemu poziomowi stratygraficznemu su-prakrystalnej serii strońskiej.

Zatem na tektonikę łupków serii strońskiej i gnejsów śnieżnickich nakłada się jak gdyby tektonika gnejsów gierałtowskich. Granitognejsy śnieżnickie tworzą na ogół zgodne żyły pokładowe o różnej grubości, sfałdowane zgodnie, mniej lub bardziej intensywnie, z łupkami łuszczycowymi. Procesy metasomatyczno-migmatyczne, w wyniku których powstały gnejsy gierałtowskie, posuwały się natomiast w coraz to wyższe strefy sfałdowanej poprzednio okrywy i w związku z tym tworzą one przede wszystkim duże zwarte masywy, które w głębszych poziomach mogą być zbudowane z granulitów, czyli skał będących wskaźnikiem głębszych facji metamorficznych.

Postęp granityzacji, w wyniku której tworzyły się gnejsy gierałtowskie, był wyraźnie szybszy w łupkach łuszczycowych, natomiast w skałach bardziej masywnych i zwartych pozostawał w tyle, gdyż stanowiły one dla niego przeszkodę trudniejszą do przebycia. Taką przeszkodą były m. in. gnejsy śnieżnickie, występujące często, ale nie zawsze, w obrzeżeniach gnejsów gierałtowskich.

Proces granityzacji starszych serii posuwał się od stref głębszych ku płytszym. Należałoby się zatem spodziewać, że gnejsy gierałtowskie powinny występować w głębszych strefach metamorfizmu Śnieżnika. Jest tak w istocie, główne bowiem wystąpienia gnejsów typu gierałtowskiego tworzą jądra dużych elementów antyklinalnych.

Wyłania się zagadnienie, kiedy utworzył się główny zarys wachlarzowo-fałdowej budowy metamorfizmu Śnieżnika. Odpowiedź na to można znaleźć zarówno w Górach Żółtych jak i w Krowiarkach. W Górach Żółtych poszczególne fałdy zostały zniszczone przez skośnie biegnącą do nich strefę ultramylonityczną. W Krowiarkach (np. Konradów — pl. I) fałdy obalone przecięte są pionowymi i niezgodnymi „żyłami” gnejsów typu gierałtowskiego. Wynika stąd, że szkielet budowy tego obszaru jest stary i powstał już w orogenezach prekambryjskich, a usztywniony został w czasie ruchów kaledońskich poprzez silną granityzację i migmatytyzację swego fundamentu.

Na orogenezie kaledońskiej zakończył się zatem rozwój zasadniczych założeń struktural-

nych metamorfiku Śnieżnika. W następnych paroksyzmach górotwórczych gmach ten pękał i ulegał stopniowemu niszczeniu.

Z ruchami waryscyjskimi związane są duże nasunięcia przebiegające w poprzek masywu i skierowane ku południowemu zachodowi lub ku południowi. Należy do nich nasunięcie Krowiarek. Powstało ono na linii skrzyżowania wirgacji łądeckiej przez odkłucie i nasunięcie elementów tektonicznych Krowiarek, przebiegających równoleżnikowo, na elementy masywu Międzygórze i Śnieżnika o kierunkach południkowych (fig. 3 i 4). Powierzchnia tego nasunięcia pochylona jest ku NNE i znajduje się w spągu amfibolitów i silnie zmielonych wapieni w Waliszowie, Rogóźnie i pod Chłopkiem oraz łączy się najprawdopodobniej z nasunięciem kwarcytów na łupki łyszczycowe, wyznaczonym przez J. Oberca (1957) w okolicy Stronia Śląskiego.

Równolegle do opisanej linii tektonicznej przebiega szereg mniejszych lub większych nasunięć, z których bardzo charakterystyczne jest nasunięcie antyklinorium Gierałtowa w kierunku południowo-zachodnim na strefę synklinoriałną Stronia.

Dokładny wiek tworzenia się tych dyslokacji nie jest określony. Jednak znalezienie przez L. Kaszę (1958) niezmetamorfizowanych zlepieńców, najprawdopodobniej górnodewońskich lub karbońskich, w spągu podobnego nasunięcia biegnącego przez Kletno, wyznacza dolną granicę wieku tych nasunięć.

Stosunkowo dokładniej datowane są uskoki związane z ruchami młodosaaksońskimi. Należy do nich m.in. uskok odgraniczający masyw Śnieżnika od rowu górnej Nysy wypełnionego utworami górnokredowymi. Na podstawie składu i charakteru petrograficznego zlepieńców idzikowskich oraz pozostałych ogniw stratygraficznych górnej kredy można wnioskować, że wstępne powolne ruchy wypiętrzające masyw Śnieżnika rozpoczęły się już w górnym turonie. Miały one początkowo charakter grawitacyjny, a dopiero w końcowej fazie kom-

presyjny (B. i J. Donowie 1960). Podczas wstępnego okresu tych ruchów powstały w utworach kredowych fleksury, które w dalszym rozwoju uległy przerwaniu, a na warstwy kredowe nasunięły się utwory metamorficzne. Ruchy te były związane ze wzrastającym naciskiem orogenu alpejskiego na sztywne masywy oporowe, do których należały również Sudety. W pierwszej fazie nacisku tworzyły się fałdy wielkopromienne, które po przekroczeniu granicy elastyczności tworzących je skał krystalicznych zaczęły pękać.

Wzdłuż elewacji takiego fałdu tworzącego Góry Bystrzyckie i Orlickie z jednej strony, a masyw Śnieżnika z drugiej, utworzył się rów tektoniczny o charakterze zapadliskowym. W tak powstałą powoli depresję wkroczyło od północnego zachodu morze, zasypywane materiałem klastycznym znoszonym z dźwigających się obszarów brzeżnych. Wzmagająca się kompresja doprowadziła w końcowej fazie do rozbicia wielkopromiennych struktur fałdowych na poszczególne bloki nasuwające się na siebie.

Powstałe w pierwszym okresie ruchów grawitacyjnych fleksury zostały w dalszym rozwoju nacisków kompresyjnych przerwane, a na warstwy kredowe nasunięły się wzdłuż stref brzeżnych jednostki metamorficzne.

Należy podkreślić, że ruchy młodosaaksońskie nie miały charakteru potomnego i tworzyły raczej niezależne linie tektoniczne, odbiegające od dyslokacyjnych linii waryscyjskich. W ruchach młodosaaksońskich sztywne bloki przemieszczały się wzdłuż stromych płaszczyzn uskokowych, natomiast tektonikę waryscyjską w obrębie metamorfiku Śnieżnika cechowała większa plastyczność, a ruchy dysjunktywne przejawiały się w postaci bardziej płaskich nasunięć.

Coraz większe usztywnienie fałdowanych struktur metamorfiku Śnieżnika zaznacza się nie tylko w młodszych okresach rozwoju, lecz również konsekwentnie już od prekambriu włącznie, kiedy to labilna jeszcze seria strońska uległa najsilniejszemu sfałdowaniu.

Katedra Geologii Ogólnej  
Uniwersytetu Wrocławskiego  
Wrocław, w kwietniu 1961 r.

#### LITERATURA

ANSILEWSKI J., 1956 — Skapolit w łupkach krystalicznych okolic Nowej Morawy. Scapolite in crystalline schists in the vicinity of Nowa Morawa in the Sudeten Mts. Arch. Miner. t. XIX, z. 2. Warszawa.

BARTH V., 1954 — Prspěvek k petrografii ortorul Kralického Sněžnikú. Sborn. VSP, Olomouc.

BECKE F., 1892 — Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau Hohen Gesenkes — Sitzb. 101. Wien.

- BEDERKE E., 1922 — Die Intrusivmasse von Glatz — Reichenstein. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 89. Berlin.
- BEDERKE E., 1925 — Bau und Alter des ostsudetischen Gebirges. Neues Jb. Miner. 43, Stuttgart.
- BEDERKE E., 1927 — Die tektonische und magmatische Stellung der schlesischen „Syenite“. Fortschr. Miner. 12. Jena.
- BEDERKE E., 1929 — Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung für die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. Geol. Rdsch. 20. Berlin.
- BEDERKE E., 1943 — Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz. Geol. Rdsch. 34. Stuttgart.
- BEDERKE E., 1956 — Das Alter des moldanubischen Grundgebirges. Geol. Rdsch. 45. Stuttgart.
- BEYRICH E., ROSE G., ROTH J. und RUNGE W., 1867 — Geognostische Karte vom „Niederschlesischen Gebirge mit Erläuterungen“ 1 : 100 000. Berlin.
- BURCHART J., 1957 — The metamorphic origin of the granite of Mount Jawornik (Lower Silesia) Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3 v. V. Varsovie.
- BURCHART J., 1958 — O granitach jawornickich Sudetów Wschodnich. On the Jawornik granitoids (Eastern Sudeten). Arch. Miner. t. XXII, z. 2. Warszawa.
- CAMMERLANDER C., 1890 — Das Gneisgebiet des nordwestlichen Mährens zumal in der Gebirgsgruppe des Spiglitzer Schneeberges. Verh. RA. Wien.
- CLOOS H. — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze — Borträger. Berlin.
- DONOWIE B., J., 1960 — Geneza rowu Nysy. Acta geol. pol. t. X, z. 1. Warszawa.
- DON J., 1958 — Budowa geologiczna krystaliniku na zachód od Ładka — Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu. Wrocław.
- DUMICZ M., 1958 — Budowa geologiczna południowej i północnej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórzu. Wrocław.
- DZIEDZICOWA H., 1963 — Sjenity strefy Niemczy. Arch. Miner. t. XXIV, z. 2. Warszawa.
- FINCKH L., GÖTZINGER G., 1931 — Geologische Karte des Reichensteiner Gebirges, des Nesselkoppenkammes und Neisse Vorlandes. Wien.
- FINCKH L., MEISTER F., FISCHER G., BEDERKE E., 1942 — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 000. H. 343. Blat. Glatz. Königshain, Reichenstein und Landeck (Erläuterungen) Reichsamt für Bodenforschung. Berlin.
- FISCHER G., 1936 — Der Bau des Glatzer Schneegebirges Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- FISCHER G., 1936 a — Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- HAIDINGER W., 1847 — Geognostische Übersichtskarte der Österr. Monarchie. 1 : 840 000. Wien.
- KASZA L., 1957 — Budowa geologiczna okolic Bielic. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- KASZA L., 1958 — Zagadnienie pometamorficznych zlepieńców w krystaliniku Ładka — Śnieżnika. Praca niepublikowana Wrocław.
- KASZA L., 1964 — Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Łądeckiej. Geology of the upper basin of Biała Łądecka stream. Geologia Sudectica. t. I. Warszawa.
- KETTNER R., 1922 — Algonkium na Morawě. Čas. VSM. 33, č. 1. Olomouc.
- KETTNER R., PETRANEK J., POUBA Z., 1947 — Zpráva o orientačním geologickém výzkumu Vysokého Jeseníku. Věstn. Státn. Geol. Úst. ČSR. Praha.
- KETTNER R., 1957 — Všeobecná Geologie. Praha.
- KIRSCHKE J., 1956 — Zdjęcie geologiczne zachodniej części Krowiarek. Praca magisterska. Maszynopis. Wrocław.
- KODYM O., 1952 — Geologie Českeho masivu. III Soustava zapadosudetská. Praha.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948 — Kaledonska příkrová stavba Krknoš a Jizerských hor. The Caledonian nappe structure of Krknoše a Iizerské Hory. Sborn. Státn. Geol. Úst. ČSR 15. Praha.
- KODYM O., SVOBODA J., 1949 — Zpráva o geologických výskumech v Orlických horách. — Věstn. Státn. Geol. Úst. 14. Praha.
- KOWALSKI K., 1954 — Jaskinie Polski. cz. 3. Warszawa.
- KÖLBL L., 1927 — Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten. S. B. Akad. Wiss. 136. Wien.
- KÖLBL L., — Die alpine Tektonik des Altvateregebirges Mitt. Geol. Ges. Wien. 22. Wien.
- KRETSCHMER F., 1897 — Graphitablagerungen bei Mähr. Altstadt-Goldenstein. Jb. RA. 47. Wien.
- KRETSCHMER F., 1917 — Der metamorphe Diorit — Gabbrogang nebst seinen Peridotiten und Pyroxeniten im Spiglitzer Schneeberg und Bielengebirge. Jb. RA. 57. Wien.
- KUŹNIAR J., 1960 — O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowiarek. On the conditions of occurrence of marbles in North-western Krowiarki (Sudeten). Kwart. Geol. t. IV. z. 1. Warszawa.
- KVĚTON P., 1951 — Stratigrafie krystalinických sérií v okolí severomoravských grafitových ložisek. Stratigraphy of the crystalline series in the neighbourhood of the graphitic deposits of Northern Moravia. Sborn. Ústř. Úst. Geol. 15. Praha.
- LEPPLA A., 1900 — Geologisch-hydrologische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse (oberhalb der Steinemündung). Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 32. Berlin.
- LEPSIUS R., 1913 — Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. III Teil, 1 Lief. Schlesien und die Sudeten. Leipzig.
- MAJEROWICZ A., 1961 — Granit okolicy Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych (w druku).
- MATEJKA A., 1925 — Přispěvek ku geologii údolí Divoké Orlice mezi Bartošovicemi a Nekoří (list Zamberk). Věstn. Státn. Geol. Úst. Praha.
- MILEWSKA T., 1958 — Extreme case of feldspathization in the paragneisses of the Stronie series in the Eastern Sudeten. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. chim. v. VI, No 11. Varsovie.
- MISAŘ Z., 1956 — Migmatity v jižní části Kepernické Klenby. Čas. Miner. Geol. R. 1. 1956 č. 3. Praha.
- MISAŘ Z., 1957 — Výsledky geologických výzkumu krystalinika Kepernické Klenby pro generální listy Jeseník a Náchod Zpr. o geol. Výzk. Praha.
- MISAŘ Z., 1960 — Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji českého masivu v literature od r. 1850. Krajské Nakladatelství v Ostrave SUČSAV v Opavě. 34.
- NĚMEC D., 1954 (1951) — Petrografie javornického masivu a Žilných hornin z nimi sdružených. Sborn. Ústř. Úst. Geol. 21. Praha.
- NĚMEC D. 1955 — Geologie mladých žilných hornin v Rychlebských horách a skupině Králického Sněžníku. Spisy Pri. fak. Masarykovy Univ. F6. Brno. vydáv. přír. Fakult.
- OBERC J., 1954 — Variscian tectonics of the Sudetic Mountains illustrated by the example of the Bardo Mountains. C. r. XIX Sess. Congr. géol. intern. Alger. 1952.

- OBERC J., 1957 — Metamorfik okolic Stronia Śląskiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- OBERC J., 1957 — Problematyka naukowa i przebieg XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. W Dusznikach—Zdroju (Ziemia Kłodzka). The XXX Annual Meeting of the Polish Geological Society held at Duszniki Zdrój from 19-th to 21-th. May 1957. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. XXVII. Kraków.
- OBERC J., 1958 — Aktualne zagadnienia geologii metamorfiku śnieżnickiego. Actual problem of geology of the Śnieżnik metamorphic massif (Sudetic Mts.) Prz. geol. 7.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. Pr. Inst. Geol. t. XXX. cz. 2. Warszawa.
- PAUK F., 1953 — Poznamky ke geologii Orlických hor a Kralického Sněžniku. Vestn. Ústř. Úst. Geol. R. XXVIII. Praha.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959 — Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. Chemical analyses of the Lower Silesian igneous and metamorphic rocks. Pr. Inst. Geol. t. XXIV. Warszawa.
- POLAŃSKI A., 1955 — Studia nad metamorfozą formacji krystalicznych Gór Sowich. On the metamorphism of crystalline formations of the Sowie Mts. Arch. Miner. t. XVIII, z. 2. Warszawa.
- RODE K., 1927 — Der Lomnitzkamm im Habelschwerdter Gebirge Bau- und Oberflächengestalt. Neues Jb. Miner. Beil. 56—57. Stuttgart.
- SKÁCEL J., VOŠYKA S., 1959 — Rychlebské Hory. Sborník Prací o Přírodních Pomerách. Přehled Geologie Rychlebských Hor. Ostrava.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mts. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. XXI. Kraków.
- SMULIKOWSKI K., 1957 — Formacje krystaliczne grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego — Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- SMULIKOWSKI K., 1958 — Zagadnienie genetycznej klasyfikacji granitoidów. Problem of genetic classification of granitoids. Studia geol. pol. v. I. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1960 — Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudeten. Materiały Międzynarodowego Kongresu Geologicznego w Kopenhadze.
- SMULIKOWSKI W., 1958 — Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowie Kopa near Stronie (East Sudetes). Arch. Miner. t. XXII, z. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI W., 1959 — Contributions to the petrology of the gneisses of Międzygórze (East Sudeten). Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3. v. VII, No 9. Varsovie.
- SUESS E. E., 1903 — Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien.
- SUESS F. E., 1912 — Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denk. 88. Wien.
- SVOBODA J., ZOUBEK V., 1950 — Zpráva o orientačním vyzkumu rozhraní moldanubické moravské a lužické stavby. Vestn. Státn. geol. Úst. Praha.
- TEISSEYRE H., 1956 — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding. Prz. geol. 3, Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1956 — Some remarks on the tectonic structure of Caledonides and Variscides in the Sudeten. Bull. Acad. Pol. Sc. Cl. 3 v. 4. Varsovie.
- TEISSEYRE H., 1957 — Rozwój budowy geologicznej w regionie Ładka i Śnieżnika Kłodzkiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1957 — Budowa geologiczna okolic Międzygórze. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna Geologia Polski — Sudety. Warszawa.
- TEISSEYRE J., 1962 — Lime silicate rocks of the Stronie series (East Sudeten) — Arch. Miner. t. XXIII. Warszawa.
- VANGEROV E. F., 1943 — Das Normalprofil des Algonkiums und Kambriums in den mittleren Sudeten. Geol. Rdsch. 34. Leipzig.
- WATYCHA L., 1949 — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1947 w okolicy Janowej Góry pow. Bystrzyca Dolny Śląsk. Report on geological research carried out in 1947 in the vicinity of Janowa Góra (Lower Silesia). Biul. PIG. 54. Warszawa.
- WATZNAUER A., 1954 — Die Erzgebirgischen Granitintrusionen. Geologie 3. Berlin.
- WIESER T., 1958 — Petrotektonika zachodniej części masywu intruzywnego Kłodzko — Złoty Stok. Petrotectonics of the western part of the Kłodzko — Złoty Stok intrusive massif. Kwart. Geol. z. 4. Warszawa.
- WIERZCHOŁOWSKI B., 1960 — Skały ultrafemiczne okolic Bielicy w Sudetach Wschodnich. Ultrafemic rocks of the neighbourhood of Bielice (Eastern Sudeten). Arch. Miner. t. XXII, z. 2. Warszawa.
- WOJCIECHOWSKA I., 1958 — Zarys budowy geologicznej metamorfiku kłodzkiego (północnego). Materiały do konferencji terenowej PAN w Międzygórze. Wrocław.
- WOLF H., 1864 — Bericht über die geologische Aufnahme in Östlichen Böhmen. Jb. RA 14. Wien.
- ZAPLETAL K., 1950 — Přehled geologie Slezska. Opava.
- ZAPLETAL K., 1957 — Zur Geologie der Sudeten und Umgebung des Oberschlesischen Kohlenbeckens, der Westkarpathen und des Vorlandes. Spisy vydáv. přír. Fakult. Masarykovy Univ. Rada G7, č. 386 Brno.
- ZOUBEK V., 1946 — Příspěvek ke stratigrafii krystalika českého masivu. Sborn. Státn. Geol. Úst. 13. Praha.
- ZOTZ L. F., 1939 — Die Altsteinzeit in Niederschlesien. Mit Beiträgen von H. Hofmann, R. Lais und K. Utescher, sowie einem Geleitwort von E. Petersen.

Jerzy DON

## THE ZŁOTE AND KROWIARKI MTS. AS STRUCTURAL ELEMENTS OF THE ŚNIEŻNIK METAMORPHIC MASSIF

### Summary

Abstract: A thick Algonkian supracrustal series, the so called Stronie series, and four infracrustal series take part in the structure of the Śnieżnik metamorphic block. The four infracrustal series are: the Śnieżnik Precambrian gneisses, the Gieraltów Caledonian gneisses and migmatites, the Variscan granitoids and the Tertiary basalts.

All the four series penetrate the Algonkian supracrustal series, and are connected with orogenic move-

ments. The mentioned above infracrustal series, contrary to the supracrustal series, are characterised by „reversed” stratigraphy, i. e. those structurally younger are situated deeper down (tabl. I).

Four converging westward anticlinorial elements have been traced within the intensely folded Śnieżnik metamorphic block. They converge fanlike in the Łądek virgation and are separated from one another by complicated synclinoriums (fig. 5).

### INTRODUCTION

In 1954 Professor H. Teisseyre encouraged the writer to map the central part of the Śnieżnik metamorphic massif (Middle Sudeten) which until then had remained a blank patch on all detailed geologic maps. An area of about 160 sq. km was in consequence geologically mapped in that region at a scale of 1 : 10,000. Up to 1957 the cartographic surveys were carried out by the writer under the auspices of the Wrocław University. The cartographic data collected during that period are presented in a geologic map. The purpose of this paper is to interpret this map and to discuss the stratigraphic and tectonic problems of the Złote and Krowiarki Mountains in correlation with the geology of the whole Śnieżnik region.

The Złote and Krowiarki ranges are a mountainous area of moderate height. To the south they link up with the conspicuously higher core of the Śnieżnik. They are drained by the Biała Łądecka stream. This stream follows a broad valley stretching west to the Nysa Kłodzka river, with the chain of the Złote Mts. lying to the north and that of the Krowiarki to the south of it.

Geologically this area belongs to the metamorphic massif of Śnieżnik (table I). It constitutes an exceptionally labile region between the Eastern and the Western Sudeten ranges. Its four chief crystalline members are:

1. the supra-crustal Stronie series represented by Algonkian micaceous schists and paragneisses, intercalated by quartzites, graphites, marbles and amphibolites;

2. the coarse augen-gneisses of Śnieżnik which display general tectonic deformations, and the mylonitic, so called „leptitite” gneisses, referable to the Śnieżnik gneisses;

3. the fine-grained gneisses and Gieraltów migmatites, which granitise and migmatise the deeper substratum of the series mentioned above;

4. Variscan granitoids, underlying the massif of metamorphic rocks.

The area under consideration has since long aroused the interest of many geologists who all shared the opinion that the oldest rocks here are the migmatitic gneisses of the Gieraltów type. On that substratum the Cambro-Algonkian schists of the variegated Stronie



series were supposed to have been formed. The Caledonian intrusion of the Śnieżnik gneisses was likewise thought to have been squeezed in between these schists and their older substratum. This conception, however, raised doubts already in 1935 when Fischer was carrying out his investigations. In the vicinity of Młynowiec he was able to determine that the strongly folded schist series had been granitised and migmatized by gneisses of the Gierałtów type. In order consequentially to retain the commonly accepted age of the Gierałtów gneisses Fischer suggested that the granitised schists did not belong to the younger Stronie series but represented relics of a still older supracrustal series which he distinguished as the Młynowiec series.

This conception, however, collides with the fact that the newly differentiated Młynowiec series had been preserved over a comparatively small area. The only possible explanation is an erosional truncation of the Młynowiec series down to its very rootzone, effected prior to the deposition of the Stronie schists. This in turn could scarcely have occurred within the intervening lapse of geological time.

A similar difficulty was encountered by German geologists in the vicinity of Złoty Stok where the Stronie series is granitised by an extensive zone of gneisses of the Gierałtów

type. It was not tenable, as Fischer had done, to distinguish separate series of the schists granitised by gneisses, since these schists do not in any respect differ from the Stronie series. In order to keep to the once accepted concept the gneisses just mentioned were distinguished as a new lithological series under the name of Haniak gneisses, but their characteristics were not given in explanations of geologic maps of that area.

In other areas, where the Gierałtów gneisses are in direct contact with mica schists, they were separated by complicated systems of faults, even though continuous zones of granitisation could be traced there. Another astonishing fact is that the gneisses of Śnieżnik, which supposedly had intruded between the schists of Stronie and the gneisses of Gierałtów, graded over wide zones as the so called „transition” gneisses into the gneisses of Gierałtów. Yet the latter resemble the Śnieżnik gneisses which did not form such transition zones with the overlying mica schists that are more susceptible to this kind of processes.

Neither has any plausible explanation been advanced for the stronger tectonic deformation of the supposedly younger Śnieżnik gneisses, as compared with the older Gierałtów gneisses.

#### LITHOLOGY AND STRATIGRAPHY OF THE METAMORPHIC ROCKS OF THE ŚNIEŻNIK MASSIF

An attempt is here made to determine the stratigraphy of the rocks of the area here considered on the base of the horizontal distribution of rocks of the particular series, their connection with orogenic movements, varying extent of tectonic deformation and other detailed field observations. The resulting conclusions corroborate the existence within the Śnieżnik unit of but one supracrustal series, known as the Stronie series. This had already been determined in 1957 by J. Oberc and K. Smulikowski, who also suggested to assign to the gneisses of the Gierałtów type a younger age than has heretofore been supposed.

The „augen” gneisses of Śnieżnik are the uppermost sediments in the supracrustal Stronie series. They are conformably folded on the schist mantle and display a tectonic structure similar thereto.

Owing to their tectonic deformation these strongly folded series have been referred by K. Smulikowski to the Precambrian. From the underside they are granitised by gneisses of the Gierałtów type, as has already been ob-

served by Fischer in the vicinity of Młynowiec, and as can now be seen over a broad front in the mylonitic zone of Złoty Stok. The feldspathisation front preceding the Gierałtów gneisses involves the strongly folded schists, protecting so to say their structure. Within the mica schists this front reaches a width of up to several hundred meters, being only some tens of meters in the gneisses of Śnieżnik (tabl. I), since the latter, similarly as amphibolites, are more resistant to this kind of processes. They were an obstacle difficult to overcome by granitisation processes and, therefore, often, though not always they are coated by them. The Śnieżnik gneisses are likewise encountered as relics together with other rocks of the Stronie series within the Gierałtów gneisses where their strong tectonic deformation is in striking contrast with the undisturbed environment. Moreover, sporadically, the Gierałtów gneisses transect, the overturned fold structures which consist of schists of the Stronie series, and of Śnieżnik gneisses (fig. 1; 2 and plate I, fig. 3).

All that immense metamorphic massif is, in turn, underlain by Variscan granitoids which, together with their metamorphic mantle, are transected by younger basalts. On first sight it can be seen on the geologic map of the Sudeten Mts. that basalts here do not occur in connection with any general tectonic line. Their activity started Tertiary movements and they constitute the deepest — structurally the youngest — link in the substratum of the Sudeten structures.

Every major orogeny influences subsurface processes, and vice-versa. Thus far no plausible explanation could be given concerning rocks connected with the Caledonian orogeny, the only ones that are missing. This problem has previously attracted the attention of H. Teisseyre. In the writer's opinion, gneisses of the Gierałtów type which constitute a distinct lithological unit and occur between the Precambrian Śnieżnik gneisses and the Variscan granitoids, may reasonably be supposed to fill up this lack.

On the horizontal distribution of rock series the writer believes that, in contrast to supracrustal deposits, the infracrustal series are stratigraphically „reversed”, i. e. the younger they are the deeper down they occur. This arrangement of rocks, — resulting from subsurface processes during successive orogenies — where the older rocks occur higher than the younger, may be expected within zones of the earth's crust that tend to be raised. The whole Bohemian block, including the Sudeten Mts., follows this general tendency throughout its geological history. It may, indeed, be logically explained since processes of granitisation always act from deeper strata upwards. The erosional truncation of the elevated mountains is generally responsible for the fact that the oldest infracrustal rocks on the whole occupy the uppermost position. We are here dealing with a reversal of the classic law of stratigraphy that cannot be discarded in analysing the tectonic units.

Under this arrangement the marked upward increase of the tectonic deformation of rocks is easily understood, since all the younger tectonic movements have successively been indicated in the older rocks.

### TECTONICS

In agreement with the so to say „reversed” stratigraphy described above, the Gierałtów gneisses build the cores of four major anticlinal elements: Międzygórze, Gierałtów, Radochów and Skrzyńka (fig. 5). These major elements impose a peculiar character on the structure of the area under discussion, and

they form its frame-work. In a fan-like manner they converge to the west and then, within the Krowiarki range, they plunge below the thick series of the Stronie schists. In this connection the area under consideration provides an important clue to the geology of the Śnieżnik metamorphic massif.

The four anticlinal forms mentioned above delimit three synclinal zones: of Śnieżnik — first distinguished by L. Kasza — Łądek, and Orłowiec. These zones expand westward, conformably with their axial dip, and unite to form the road zone of the Krowiarki range. They are filled in with the thick Stronie schists. Into the latter have conformably been folded sill intrusions of the „augen” gneisses, or their mylonitic equivalents represented by the so called „leptitite” gneisses.

The inclination of folds in these tectonic units is invariably to the right, starting from the base of the fan (fig. 3; 4), in agreement with the bifurcation of the Łądek virgation into the branch of Złoty Stok and that of Śnieżnik. Thus the southernmost Międzygórze element inclines westward, the two central elements of Gierałtów and Radochów to the south and south-east, respectively, while in the northernmost Skrzyńka element the inclination is to the east. The axial planes of folds have an average dip between 25 and 40 degrees, while the axes dip at an angle from 0 to 20° towards the base of the fan.

The problem now arises as to when the main outline of the fan-like and folded structure of the Śnieżnik metamorphic massif first appeared. A solution to this question will be found both within the Góry Złote range — where the folds described above have been destroyed by the diagonally directed ultra-mylonitic zone — and in Krowiarki whose folds have been transected by the vertical and discordant dykes of Gierałtów gneisses (plate I, fig. 3).

Hence it may be concluded that the structure of this area is old, having been formed during the Precambrian orogeny. It acquired rigidity during the Caledonian movements through intense granitisation and migmatisation of its basement. This period marks the end of the evolution of the cardinal structural events of the Śnieżnik metamorphic massif.

In the course of subsequent mountain-building events this immense structure was gradually desintegrated and destroyed.

The Variscan movements are associated with major SW overthrusts across the metamorphic massif. The overthrust of the Krowiarki range is one of them. It occurred along the turn of the Łądek virgation (fig. 3) owing to the shearing and shifting of tectonic (generally equatorial) elements of the Krowiarki range onto

the meridional elements of the Międzygórze and Śnieżnik massifs.

More accurate dating has been assigned to faults that are associated with the Alpine orogeny. Major folds were formed during the initial phase of the Alpine movements. These started to be fissured after the transgression the elasticity limit by their crystalline constituents. Along the anticlinal elevation of one of these folds — involving the Bystrzyckie and Orlickie Mountains on one side and the Śnieżnik massif on the other side — was formed the extensive Nysa graben bearing the character of a subsidence. This depression was invaded

by the Upper Cretaceous sea, being filled in with clastic material brought from the rising border zones. During the final phase increased compression led to the desintegration of the major fold structures into separate mutually overthrusting blocks.

In the tectonic evolution of the Śnieżnik metamorphic massif we can observe the growing rigidity of the metamorphosed and granitised structures. The rigidity gradually increased from the Precambrian, i. e. from the moment when the still labile Stronie series, together with the intruding Śnieżnik granite-gneisses, experienced the strongest folding movements.

Dept. of General Geology  
Wrocław University  
Wrocław, April 1961

PLANSZA I

PLATE I

Fot. 1. Widok na Góry Złote od północy (od Kamieńca Ząbkowickiego), z zaznaczonym brzeżnym uskokiem sudeckim (x-x)

Northern view of Złote Mts. (from Kamieniec Ząbkowicki) showing the marginal Sudeten fault (x-x)

Fot. 2. Obniżenie morfologiczne wypreparowane w sjenitach kłodzko-złotostockich. Na horyzoncie Góry Bardzkie. Na lewo od Przełęczy Kłodzkiej widoczne są Góry Złote. Zdjęcie wykonane z szosy Złoty Stok — Łądek koło Chwaliszowa

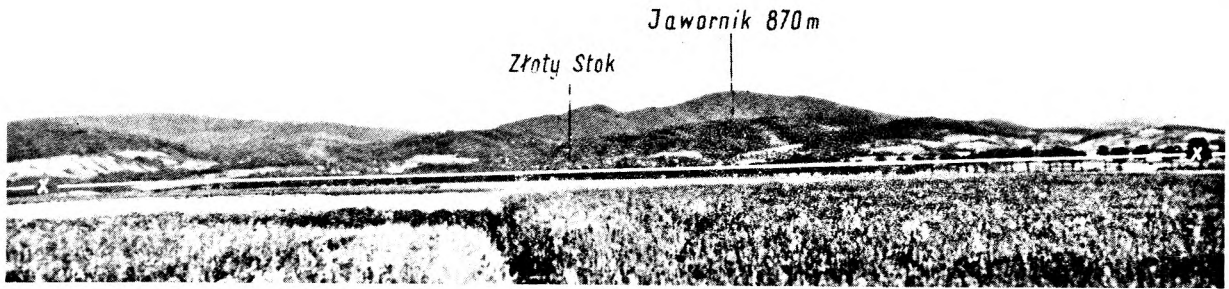
Morphological depression eroded in the Kłodzko — Złoty Stok syenites. Góry Bardzkie (Bardo Mts.) in the far back. Left of the Kłodzko Pass the Złote Mts. Photo taken from the Złoty Stok — Łądek highway, near Chwaliszów

Fot. 3. Przebieg wychodni gnejsów gieraltowskich w Konradowie. Zarówno intersekcja jak i pomiary zgnejsowania wskazują na pionowy upad żyły przebijającej niezgodnie łupki łyszczykowe

gg — gnejsy gieraltowskie, ll — łupki łyszczykowe serii strońskiej, k — łomik gnejsów gieraltowskich; czarne prostokąty oznaczają szurfy

Outcrops of Gieraltów gneisses at Konradów. Intersection and measurements of the extent of schistosity indicate the vertical dip of dyke discordantly piercing the mica schists.

gg — Gieraltów gneisses, ll — mica schists of the Stronie series, k — small quarry of Gieraltów gneisses; pits indicated by black squares



Fot. 1



Fot. 2



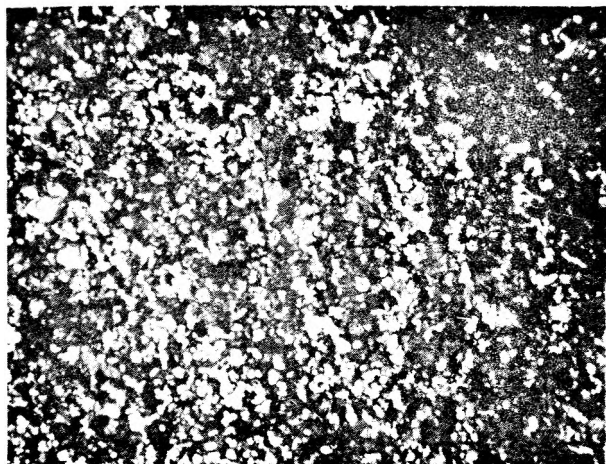
Fot. 3

Jerzy DON — Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika  
The Złote and Krowiarki Mts. as Structural Elements of the Śnieżnik Metamorphic Massif

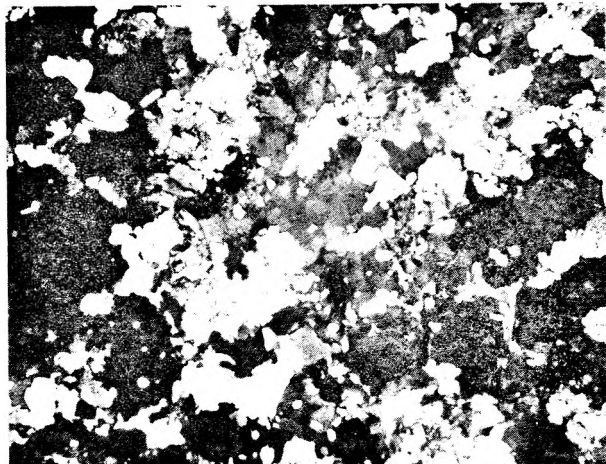
PLANSZA II  
PLATE II

- Fot. 1. Mylonit strefy Skrzyńki — Złoty Potok. Pow. × około 33  
Mylonite of the Skrzyńka — Złoty Potok zone. Magn. × cir. 33
- Fot. 2. Porfiroblast mikroklinu zorientowany skośnie do pierwotnej foliacji, zamykający drobne wrostki ła skalnego. Gnejsy typu gierałtowskiego z Konradowa. Pow. × około 33  
Microcline porphyroblast diagonally oriented to the original foliation, enclosing the rock matrix. Gierałtów gneisses from Konradów. Magn. × cir. 33
- Fot. 3. Porfiroblast turmalinu z gnejsu typu gierałtowskiego z Konradowa. Pow. × około 33  
Tourmaline porphyroblast from Gierałtów gneisses at Konradów. Magn. × cir. 33
- Fot. 4. Porfiroblast mikroklinu ze strukturami helicytowymi z łupków sfeldspatyzowanych okolic Waliszowa (główny grzbiet Krowiarek). Pow. × około 33  
Microcline porphyroblast with helicitic structures from feldspathised clays from the vicinity of Waliszów (chief ridge of the Krowiarki range). Magn. × cir. 33
- Fot. 5. Porfiroblast mikroklinu w mylonitach na północny wschód od Skrzyńki. Pow. × około 33  
Microcline porphyroblast in mylonites NE of Skrzyńka. Magn. × cir. 33
- Fot. 6. Zgranitzowane mylonity na północny wschód od Skrzyńki, z partii kontaktowej gnejsów typu gierałtowskiego z mylonitami. Pow. × około 33  
Granitised mylonites NE of Skrzyńka from the contact area of the Gierałtów gneisses with mylonites. Magn. × cir. 33





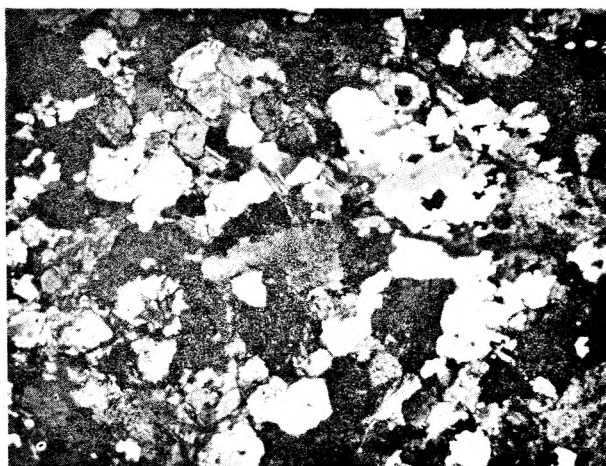
Fot. 1



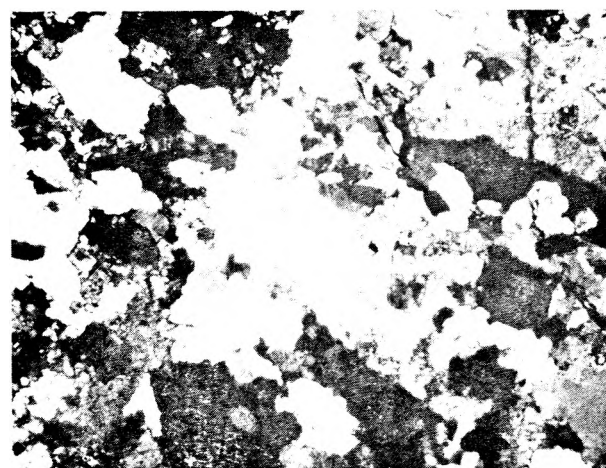
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Jerzy DON — Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika  
The Złote and Krowiarki Mts. as Structural Elements of the Śnieżnik Metamorphic Massif



PLANSZA III

PLATE III

Fot. 1 i 2. Gnejsy typu gieraltowskiego z pasma Skrzynka — Chwalisław. Pow. × około 33

Gieraltów gneisses from the Skrzynka — Chwalisław area. Magn. × cir. 33

Fot. 3 i 4. Gnejsy typu gieraltowskiego (tzw. haniackie) z pasma Złoty Stok — Chwalisław. Góra Haniak. Pow. × około 33

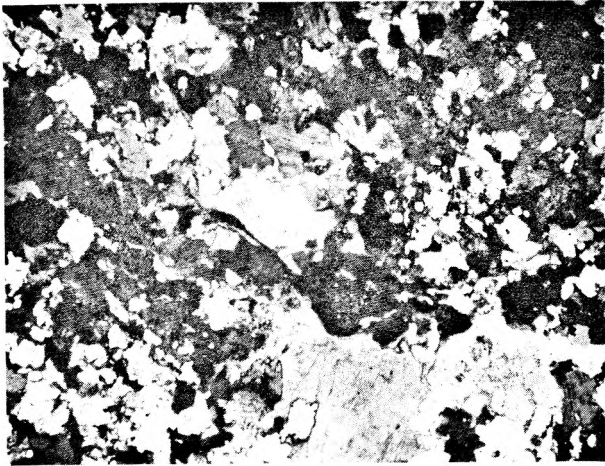
Gieraltów gneisses (the, so called Haniak gneisses) from the Złoty Stok — Chwalisław area. Mt. Haniak. Magn. × cir. 33

Fot. 5. Gnejsy typu gieraltowskiego z partii kontaktowej ze sjenodiorytami intruzji kłodzko-złotostockiej. Pow. × około 33

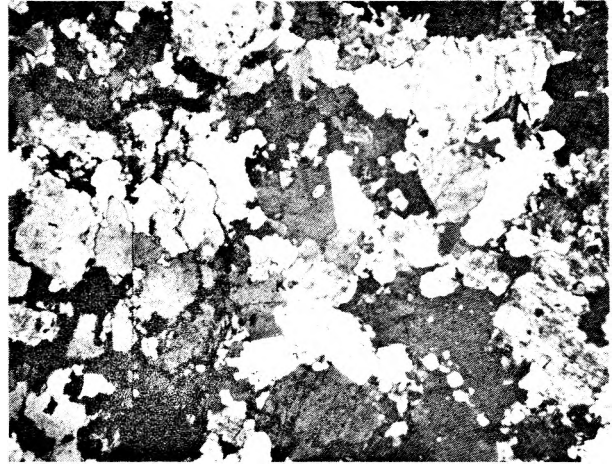
Gieraltów gneisses from the contact area with the syenitediorite of the Kłodzko — Złoty Stok intrusion. Magn. × cir. 33

Fot. 6. Sjenodioryty ze strefy kontaktowej z gnejsami typu gieraltowskiego. Zachodnie zbocze Góry Haniak. Pow. × około 33

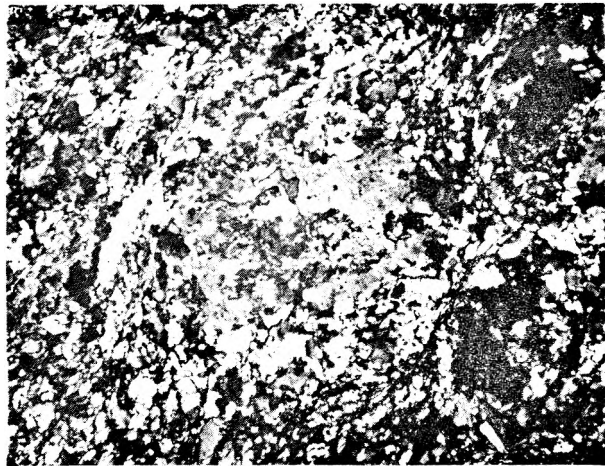
Syenite — diorites from the contact zone with gneisses of the Gieraltów type. Western side of Mt. Haniak. Magn. × cir. 33



Fot. 1



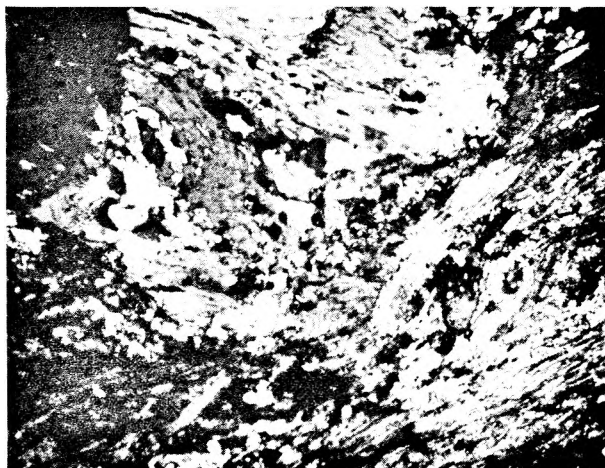
Fot. 2



Fot. 3



Fot. 4



Fot. 5



Fot. 6

Jerzy DON — Góry Złote i Krowiarki jako elementy składowe metamorfiku Śnieżnika  
The Złote and Krowiarki Mts. as Structural Elements of the Śnieżnik Metamorphic Massif