

Marian DUMICZ

BUDOWA GEOLOGICZNA KRYSTALINIKU GÓR BYSTRZYCKICH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	169
Wstęp	169
Kryształinik bystrzycki w literaturze sudeckiej	170
Kryształiczne serie skalne	173
Kompleks łupkowy	173
Granitognejsy bystrzyckie	177
Grupa skał dynamicznie przeobrażonych	180
Skały żyłowe typu lamprofirów i porfiry	181
Tektonika	182
Rozmieszczenie przestrzenne kompleksu łupków łyszczykowych i granitognejsów bystrzyckich oraz ich wzajemny stosunek	182
Foliacja i złupkowanie spękania i drobne struktury liniowe pochodzenia tektonicznego	185
Opis jednostek tektonicznych wyższego rzędu	191
Odkształcenia dysjunktywne	194
Próba wyjaśnienia tektogenezy kryształiniku Gór Bystrzyckich	197
Uwagi końcowe	202
Literatura	202
Summary	204

Streszczenie

Praca zawiera krótką charakterystykę petrograficzną serii krystalicznych Gór Bystrzyckich oraz obszerną analizę tektoniczną wraz z próbą wyjaśnienia tektogenezy omawianego regionu.

Obserwacje mikroskopowe, badania struktur linij-

nych pochodzenia tektonicznego oraz analiza intersekcji pozwoliły autorowi odtworzyć kolejne etapy ewolucji kryształiniku bystrzyckiego i zachodzące w nim procesy petrogenetyczne i tektoniczne.

WSTĘP

Badania geologiczne krystalicznych utworów Ziemi Kłodzkiej zostały podjęte w 1955 r. przez Zakład Nauk Geologicznych PAN pod kierownictwem prof. dr Henryka Teisseyre'a. W ramach tych badań powierzono mi szczegółowe opracowanie problematyki stratygraficznej i tektonicznej krystalicznych serii Gór Bystrzyckich, jak również naszkicowanie rozwoju

paleogeograficznego tego regionu. Praca niniejsza, będąca zestawieniem badań terenowych i kameralnych, w ubiegłych latach została poprzedzona kilkoma komunikatami naukowymi w formie referatów i publikacji. W 1956 r., na posiedzeniu naukowym Katedry Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego, wygłosiłem referat o wstępnych wynikach prac terenowych

z okolicy Kamieńczyka. Dwa lata później, na konferencji terenowej Zakładu Nauk Geologicznych PAN zorganizowanej w Międzygórzu, przedstawiłem problematykę budowy geologicznej metamorfiku południowej części Gór Bystrzyckich. W 1960 r. opublikowałem wyniki badań z południowego obszaru tego regionu oparte głównie na obserwacjach drobnych struktur pochodzenia tektonicznego.

Obecne opracowanie obejmuje całość serii krystalicznych Gór Bystrzyckich w granicach państwa polskiego. Wschodnie tych skał przedstawiają dwie wyspy położone wśród osadów górnej kredy. Pierwszą z nich tworzy znacznych rozmiarów grzbiet górski (z górą Jagodna) osiągający 977 m n. p. m., przylegający bezpośrednio do Gór Orlickich, druga natomiast obejmuje północno-zachodnie zbocza Równi Łomnickiej, a ku południowi wchodzi częściowo na obszar rowu górnej Nysy. Te dwa

obszary skał krystalicznych stykają się ze sobą jedynie we wsi Młoty, i to na bardzo krótkim odcinku.

Pragnę złożyć serdeczne podziękowanie prof. dr H. Teisseyre'owi za opiekę i pomoc w rozwiązaniu powierzonych mi problemów, jak również za cenne wskazówki otrzymane podczas wykonywania prac terenowych i kameralnych.

Wyrażam również podziękowanie prof. dr K. Smulikowskiemu i prof. dr J. Obercowi za dyskusję i krytyczne uwagi, które znalazły odbicie w treści niniejszego artykułu.

Kolegom — dr B. Beresiewi i dr A. Majerowiczowi dziękuję za pomoc w wykonywaniu oznaczeń petrograficznych, a dr J. Gierwielańcowi i mgr J. Fistkowi za udostępnienie mi robót ziemnych na obszarze środkowej części Gór Bystrzyckich.

KRYSTALINIK BYSTRZYCKI W LITERATURZE SUDECKIEJ

Pierwsze wzmianki o metamorfiku Gór Bystrzyckich sięgają przełomu XVIII i XIX w. Z okresu tego pochodzą również pierwsze ujęcia kartograficzne skał metamorficznych. Na uwagę zasługuje przeglądowa mapa geologiczna W. Haidingera (1847) obejmująca Sudety Wschodnie, masyw Śnieżnika oraz Góry Bystrzyckie i Orlickie. Utwory krystaliczne tych regionów zaznaczone są jedną barwą z objaśnieniem — łupki łyszczykowe i gnejsy. Wyjątek stanowi w tym ujęciu seria fyllitów Nowego Miasta, wydzielona jako łupki ilaste, szarogłazy i wapienie. Następnym badaczem coraz bardziej interesuje problematyka dotycząca skał krystalicznych na obszarze Sudetów. U schyłku XIX w. podejmują dyskusję nad ich wiekiem.

R. Lepsius (1894—1897) i G. Gürich (1890) zaliczają serię fyllitową południowo-zachodniej części Gór Orlickich do kambru.

W. Petrascheck (1909) daje opracowanie kartograficzne północnej części Gór Orlickich z równoczesną charakterystyką petrograficzną wydzielonych odmian skalnych. Polemizuje on również na temat wieku serii zabrzeskiej, uważanej przez F. Kretschmera (1903) za dewon, i twierdzi, że odpowiada ona serii skalnej Nowego Miasta, należącej do kambru.

K. Rode (1927) podejmuje badania geologiczne północno-zachodniej części rowu górnej Nysy, wraz z przyległymi utworami krystalicznymi w masywie Śnieżnika i Gór Bystrzyckich. Szczególną uwagę poświęca skałom metamorficznym Równi Łomnickiej, wśród których wy-

dziela łupki łyszczykowe, amfibolity i gnejsy. Równocześnie czyni szereg obserwacji tektonicznych. Stwierdza m. in., iż różny stopień wyrazistości foliacji w obrębie łupków łyszczykowych wiąże się z pierwotnym wykształceniem litologicznym wyjściowej serii osadowej. Następnie zwraca uwagę na monoklinalny upad metamorfiku Równi Łomnickiej ku południowemu zachodowi. Nie uszły jego uwagi również struktury linijne o przebiegu południkowym. Ich upady, w okolicy Dusznik zwrócone ku północy, a na obszarze Równi Łomnickiej ku południowi, autor ten wiąże z przebiegającą tu poprzeczną dyslokacją wydzieloną przez A. Lepplę (1900). Przedmiotem jego badań były również spękania, wśród których wydzielił dwa systemy: jeden zbliżony do kierunku południkowego, drugi zaś do równoleżnikowego.

O. Kodym i J. Svoboda (1948) przyjmują dla krystalicznych utworów Sudetów Zachodnich (w podziale niemieckim) płaszczowinową budowę typu alpejskiego. Istnienie jej dowodzą na przykładzie masywu krystalicznego Karkonoszy, gdzie wyróżnili dwie płaszczowiny: sudecką — zbudowaną ze skał krystalicznych wieku algonckiego i podsudecką — obejmującą serię fyllitową wieku staropaleozoicznego (ordowik i sylur). Zdaniem ich, jednostki te ukształtowały się w czasie orogenezy kaledońskiej przy południowej lub południowo-zachodniej wergencji mas skalnych. W ujęciu tym płaszczowina sudecka jest nasunięta na płaszczowinę podsudecką, a ta z kolei przykrywa nieznaną element, będący jej podłożem. Autorzy ci roz-

patrując zasięg płaszczowiny sudeckiej stwierdzają, że jest ona ze wszystkich stron ograniczona tektonicznie bądź denudacyjnie, a tylko ku południowemu wschodowi zanurza się pod permokarbońskie osady niecki śródsudeckiej. W tym kierunku widzą oni jej przedłużenie na obszarze Gór Orlickich i Bystrzyckich, jak również w zachodniej części masywu krystalicznego Śnieżnika. Łupki fyllitowe zachodniej części masywu Gór Orlickich znane w literaturze pod nazwą serii Nowego Miasta, uznane są przez tych autorów za odpowiednik stratygraficzny formacji fyllitowej Karkonoszy. W dalszych wywodach autorzy przyjmują, że mogą one stanowić południowo-wschodnie przedłużenie płaszczowiny podsudeckiej, podścielającej masy łupków łyszczykowych i granitognejsów Gór Orlickich i Bystrzyckich.

K. Smulikowski (1952) rozpatrując rozwój geologiczny krystalicznego trzonu moldanubskiego, którego część stanowią również Góry Bystrzyckie, wyraża przypuszczenie, „że w zasadniczych wycich zrębach wykształcił się on już w czasach prekambryjskich”. W czasie orogenezy kaledońskiej trzon ten został objęty ruchami fałdowymi. Powstałe wówczas jednostki tektoniczne określone przez F. E. Suessa (1935) jako elementy lugijskie, „weszły w pierwszym rzędzie w skład Sudetów Zachodnich i Środkowych i dlatego to wśród kaledońskich struktur tychże spotykamy wtrącone formacje staropaleozoiczne. W dalszej kolei losu elementy lugijskie zostały objęte przemieszczeniami hercyńskimi, a wreszcie wśród saksońskich ruchów zapadliskowych zostały dalej rozczłonowane i podzielone na tektoniczną mozaikę” (Smulikowski 1952).

Badacz ten wskazuje również na wiele analogii, zwłaszcza petrograficznych, zaznaczających się w krystaliniku Śnieżnika, Gór Bystrzyckich i Orlickich oraz w okrywie granitu Karkonoszy. Wysuwa następnie przypuszczenie, że na tych obszarach występuje kompleks skalny o takiej samej genezie i wieku geologicznym. Z drugiej jednak strony zauważa, że niektóre serie metamorficzne masywu Śnieżnika nie dadzą się porównać z utworami wymienionych obszarów i dopatruje się dla nich odpowiedników wiekowych w kompleksie gnejsowym Gór Sowich. K. Smulikowski daje również krótką charakterystykę petrograficzną kompleksu łupków łyszczykowych i granitognejsów bystrzyckich. Przede wszystkim zwraca uwagę na obecność wtórnych skaleni w serii łupkowej i na dynamiczne zdeformowania i wywalcowania granitognejsów. Skalom tym przypisuje wiek algoncki, a deformacje ich wiąże z orogenezą kaledońską.

F. Pauk (1953) przyjmuje wspólne jednostki

tektoniczne dla metamorfiku Gór Orlickich i Bystrzyckich oraz krystaliniku Śnieżnika. W myśl tej koncepcji obszary te, łącznie z krystalinikiem podścielającym rów górnej Nysy, zbudowane są z dwu potężnych płaszczowin nasuniętych ku wschodowi bądź północnemu wschodowi. Płaszczowina górna — orlicka — rozprzestrzenia się jego zdaniem w południowo-zachodniej części Gór Orlickich i na południowo-wschodnim obszarze Śnieżnika. Jej dolne ogniwo tworzą granitognejsy, górne zaś łupkowa seria Nowego Miasta (na zachodzie), zabrzeska (na południu) i Starego Miasta (na wschodzie). Płaszczowina dolna — Kłapacza — ma obejmować północno-wschodnią część Gór Orlickich i Góry Bystrzyckie oraz zachodnią część masywu Śnieżnika. Tworzą ją granitognejsy w spągu, w stropie zaś łupki łyszczykowe serii strońskiej (*seitenberska seria Fischera*), którą F. Pauk rozciąga również na obszar Gór Bystrzyckich. Korzeni tych płaszczowin dopatruje się on na zachód od Gór Orlickich, pod górnokredową pokrywą Czech, ich partie czołowe zaś, jego zdaniem, tworzą wschodnią część masywu Śnieżnika. Amplituda nasunięcia, jaką przyjmuje F. Pauk dla płaszczowiny orlickiej, wynosi 40 km.

H. Teisseyre (Teisseyre, Smulikowski i Oberc 1957) zalicza kompleks łupków łyszczykowych i granitognejsy Gór Bystrzyckich do algonku. Wyraża również pogląd, że łupki tego regionu odpowiadają podobnym łupkom metamorficznym okolic Łądka i Śnieżnika, wydzielonym przez G. Fischera (1935) jako młodszy kompleks krystaliczny pod nazwą serii strońskiej (*Seitenberger Gruppe*). Granitognejsy Gór Bystrzyckich i Orlickich określa jako niewątpliwą odpowiednik granitognejsów Śnieżnika. Ta infrakrustalna seria jest według H. Teisseyre'a synorogeniczną masą skalną, która powstała w algonku w obrębie serii suprakrustalnej i razem z nią została dynamicznie przeobrażona w kaledońskim cyklu orogenicznym.

Badacz ten, rozpatrując kaledonidy sudeckie i ich waryscyjską przebudowę (1956), zwraca uwagę na trudność w odgraniczeniu fałdowań kaledońskich od starszych i młodszych deformacji podobnego typu. Podkreśla również, „że dzisiejsza tektonika starszego metamorfiku Sudetów (w tym również Gór Bystrzyckich — uwaga autora) jest przede wszystkim sumarycznym efektem wielofazowych odkształceń kaledońskich i waryscyjskich, a następnie deformacji późniejszych, głównie młodopsaksońskich. Miejscami może ona ponadto zawierać prastare relikty i założenia prekambryjskie. Jest to zatem tektonika złożona, wieloetapowa. Formy właściwe tej tektonice są często niezmiernie zawile. Trudno je niejednokrotnie podciągnąć

pod jakiegokolwiek kategorii opisane w klasycznych podręcznikach geologii strukturalnej". Są to według H. Teisseyre'a struktury poligeneityczne, powstały one bowiem wskutek sił zmieniających się w czasie i działających w różnych warunkach środowiska fizycznego.

H. Teisseyre (1956 a) zwraca również uwagę na przystosowanie kierunków różnowiekowych fałdowań w Sudetach i na ich przedpolu do konturów trójkątnej kry sowiogórskiej. Góry Bystrzyckie i Orlickie oraz metamorficzną osłonę Karkonoszy wydziela H. Teisseyre pod nazwą środkowej strefy kaledonidów sudeckich, która przebiega zgodnie z południowo-zachodnią krawędzią kry Gór Sowich. Metamorfik Łącka i Śnieżnika zalicza natomiast do strefy północ — południe, układającej się zgodnie ze wschodnią krawędzią trójkąta sowiogórskiego.

J. Oberc (1957 a) podejmuje próbę chronologicznego ujęcia faz górotwórczych, z jednoczesnym określeniem ich kierunków fałdowań, na pograniczu Sudetów Wschodnich i Zachodnich. Według niego główna faza górotwórcza na obszarze metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich przypada na młodsze fałdowania przedtakońskie, pod którymi rozumie ruchy późnoproterozoiczne. Charakteryzuje je w sposób następujący: „Na zachód od rowu Nysy na obszarze Gór Bystrzyckich i Orlickich utwory krystaliczne jako całość przebiegają południkowo. Kierunki zbliżone do równoleżnikowych, obserwowane lokalnie, wiązałbym — podobnie jak w okolicach Stronia — z późniejszą przebudową. Ku północy kryją się powyższe utwory metamorficzne pod osadami permu i kredy i ukazują się ponownie w dolinie Ścinawki...

Tutaj są one ustawione WNW—ESE do W—E, lecz przedłużenia ich ku NW należy spodziewać się wzdłuż południowo-zachodniego brzegu gnejsów sowiogórskich”.

Autor ten (1960), podejmując zagadnienie wiekowego podziału jednostek geologicznych Sudetów, zalicza metamorfik Gór Bystrzyckich do starokrystalicznego fundamentu Sudetów wieku prekambryjskiego. Wypowiada się on także na temat stosunku metamorfiku Gór Bystrzyckich i Orlickich do jednostek metamorfiku grupy górskiej Śnieżnika: „Rów górnej Nysy jest wprawdzie ważną granicą morfologiczną, ale uformował się znacznie później (jaza laramijska) niż serie starokrystaliczne Sudetów (tutaj prekambry), nie może przeto stanowić granicy między starokrystalicznymi jednostkami Gór Bystrzyckich i Śnieżnika. Jeśli chcemy zdać sobie sprawę z wzajemnych stosunków między jednostkami metamorfiku kłodzkiego (sensu lato), musimy wyjść z innego założenia. Punktem wyjścia może tu być jedynie wirgacja

północno-zachodniej części metamorfiku śnieżnickiego”. Jej ramie wschodnie, według J. Oberca, reprezentują fałdy położone na wschód od strefy Kletna i Krowiarek, zachodnie natomiast obejmuje antyklinorium Międzygórza, łącznie ze strefą Kletna, cały rów górnej Nysy z przyległą częścią niecki śródsudeckiej oraz metamorfik Gór Bystrzyckich i Orlickich. Główny kontakt tektoniczny pomiędzy metamorfikiem Gór Bystrzyckich i Orlickich a masywem Śnieżnika nie przebiega wzdłuż rowu górnej Nysy, lecz po wschodniej stronie strefy łupkowej Kletna.

J. Gierwielaniec (Fistek i Gierwielaniec 1961) wydziela wśród metamorfiku środkowej części Gór Bystrzyckich trzy jednostki tektoniczne, mianowicie: jednostkę Rudawy, jednostkę Spalonej i jednostkę Nowej Bystrzycy. Pierwsza z nich ma charakter synkliny, druga — antykliny, budowa zaś trzeciej jednostki nie jest bliżej poznana. Powstały one w wyniku nakładania się młodszych fałdowań o kierunku NNW—SSE na starsze o kierunkach zmiennych od W—E do WNW—ESE.

Kolejna praca J. Gierwielanicy (1961) z obszaru obniżenia Kudowy wnosi szereg obserwacji dotyczących północnego przedłużenia metamorfiku Gór Orlickich. Zachowane wśród granitoidów Kudowy i przykryte młodszymi osadami niecki śródsudeckiej skały metamorficzne określane są przez niego jako fragmenty kaledonidów Gór Orlickich. W ich obrębie J. Gierwielaniec wyróżnia dwie jednostki tektoniczne: jednostkę Lewina zbudowaną z serii łupków łyszczkowych z wkładkami łupków kwarcytowych, grafitowych, amfibolitów i wapieni krystalicznych oraz jednostkę Taszowa obejmującą fyllity sercytowe z pakietami łupków grafitowych, diaforytów i ortoamfibolitów. W strefie granicznej tych jednostek miał powstać masyw granitoidowy Kudowy, który stanowi osobny element strukturalny. Jednostka Lewina jest nasunięta ku południowemu zachodowi na jednostkę Taszowa, której charakter tektoniczny nie jest bliżej znany.

L. Sawicki (1958) w krótkiej notatce z badań geologicznych okolicy Międzyzylesia podejmuje kolejną próbę, za F. Paukiem (1953), tektonicznego łączenia krystaliniku Gór Bystrzyckich z masywem Śnieżnika. W jego ujęciu południowa część tych obszarów, w granicach państwa polskiego, zbudowana jest ze wspólnego elementu tektonicznego, mianowicie jednostki Boboszów — Potoczek. Obejmuje ona w części zachodniej granitognejsy bystrzyckie położone między Kamieńczykiem a Boboszowem, w części wschodniej zaś łupki łyszczkowe i granitognejsy Śnieżnika okolicy Potoczka. Element ten, jak również dwa inne wydzielone w połud-

niowej części Gór Bystrzyckich, L. Sawicki charakteryzuje następująco: „*Tymczasowa interpretacja jednostek tektonicznych kartowanego obszaru nie wyklucza możliwości istnienia kilku znacznie zredukowanych fałdów obalonych (lub odkłuc) nasuniętych od zachodu (podobnie jak to przyjmuje F. Pauk 1953)*”. Dostrzega on „*ślady działalności co najmniej dwóch cyklów orogenicznych (kaledońskiego i saksońskiego), przy czym między liniami tektonicznymi obu orogenez istnieją różnorakie powiązania*”.

KRYSTALICZNE SERIE SKALNE

Kryształinik Gór Bystrzyckich wykazuje szereg analogii tektonicznych i petrograficznych z masywami krystalicznymi Karkonoszy i grupą górską Śnieżnika. Próby geologicznego powiązania badanego obszaru z sąsiednimi obszarami opierane były dotychczas na zupełnie nieporównywalnym materiale zarówno tektonicznym jak i petrograficznym. Słabo poznane Góry Bystrzyckie w zestawieniu z dobrze stosunkowo opracowanymi masywami Śnieżnika czy Karkonoszy nie mogły mieścić się w szczegółowej skali porównawczej. Lukę tę uzupełnia częściowo niniejsza praca, wnosząc szereg nieznanych dotąd obserwacji, zarówno tektonicznych jak i petrograficznych, z kryształiniku bystrzyckiego.

Wśród skał krystalicznych omawianego obszaru wyróżniłem dwie zasadnicze sekwencje skalne: kompleks łupków łyszczykowych jako sekwencję starszą (seria suprakrystalna) i granitognejsy bystrzyckie jako sekwencję młodszą (seria infrakrystalna). Oddzielną grupę stanowią tutaj utwory należące do skał kataklastycznych. Materiałem wyjściowym dla nich była bowiem zarówno seria infra- jak i suprakrystalna.

Wreszcie jako ostatnią grupę wśród skał krystalicznych wydzieliłem utwory żyłowe typu lamprofirów i porfiry.

Wyczerpująca charakterystyka petrograficzna przedstawionych zespołów skalnych wymaga dużych umiejętności i wielkiego doświadczenia z zakresu petrografii. Ambicją moją, jako geologa, nie było zatem rozwiązanie problematyki petrograficznej Gór Bystrzyckich, co zresztą wykraczałoby poza zakres zamierzonej pracy, której zadaniem jest przedstawienie budowy geologicznej tego regionu.

Trudno jednak wyobrazić sobie wnikliwsze opracowanie tektoniczne i paleogeograficzne serii krystalicznych przy zupełnym braku obserwacji petrograficznych. Z tej racji byłem zmuszony wejść w pewne zagadnienia petrogra-

Moje badania (Dumicz 1958 i 1960) pozwoliły na przedstawienie szczegółowego ujęcia kartograficznego południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich, z równoczesnym przedstawieniem budowy geologicznej tego regionu. Wyniki swoje opieram głównie na obserwacjach drobnych struktur tektonicznych. Posłużyły mi one do chronologicznego ujęcia przeobrażeń tektonicznych i pozwoliły określić w przybliżeniu kierunki fałdowań przywiązanych do wydzielonych tutaj faz górotwórczych.

ficzne, o ile wymagały tego problemy związane z rozwojem budowy geologicznej badanego obszaru.

KOMPLEKS ŁUPKOWY

Kompleks ten obejmuje różne odmiany łupków łyszczykowych, na ogół sfeldspatyzowanych i przechodzących w paragnejsy. W ich obrębie stwierdziłem liczne wystąpienia kwarcytów, wapieni krystalicznych, erlanów, amfibolitów, a w jednym przypadku porfiroidów. Ponadto obserwuje się tutaj pakiety łupków łyszczykowych wzbogaconych w chloryt bądź epidot. Często minerały te występują łącznie w towarzystwie drobnych ilości zoizytu.

Omawiany kompleks suprakrystalny tworzy cztery oddzielne strefy; trzy z nich wchodzi w skład metamorfiku, z którego jest zbudowany główny grzbiet górski z partią szczytową Jagodna, czwarty zaś obejmuje północno-zachodnie stoki Równi Łomnickiej.

Od południowo-zachodniej części zdjęcia geologicznego w kierunku północnym napotykamy cztery strefy łupkowe (fig. 1): strefę Niemojów — Czerwony Strumień*, strefę Gniewoszów — Kamieńczyk**, strefę Mostowice — Jagodna i strefę Równi Łomnickiej.

Wymienione strefy łupkowe, przy dostrzegalnym różnicowaniu litologicznym i petrograficznym, wykazują szereg cech wspólnych. Celowo zatem będzie przedstawienie omawianego kompleksu nie na drodze opisu poszczególnych stref, lecz poprzez charakterystykę wydzielonych odmian skalnych.

* Strefa łupkowa Niemojów — Czerwony Strumień tworzy trzy oddzielne soczewki, z których północno-zachodnia poprzesuwana jest licznymi dyslokacjami.

** Strefa łupkowa Gniewoszów — Kamieńczyk również nie jest ciągła. W okolicy wzgórza Bochniak przykrywa ją bowiem kompleks osadów górnokredowych.

Łupki łyszczykowe

Ten typ utworów skalnych jest najbardziej rozpowszechniony w suprakrystalnym kompleksie łupkowym. Wykazuje on duże zróżnicowanie litologiczne — od łupków łyszczykowych do paragnejsów. Ponadto obserwuje się tutaj pewną zmienność w składzie mineralnym oraz w strukturze i teksturze.

Najczęściej wykazują one strukturę drobno-średnioziarnistej i teksturę łupkową, w różnym stopniu zachowaną. Dostrzec tu można często kierunkowe ułożenie minerałów, zwłaszcza blaszkowych, oraz gufraż. Megaskopowo poza biotytem i muskowitem dostrzegalne są również agregaty kwarcowo-skaleniowe w formie soczewek i lamin. Skaleni tworzą ponadto samodzielne skupienia wielkości 0,5 mm.

Obserwacje mikroskopowe wykazały, że zasadniczym typem skalnym są tutaj łupki łyszczykowe o granolepido- bądź lepidoblastycznej strukturze i kierunkowej teksturze wywołanej głównie równoległym ułożeniem blaszek muskowitu i biotyty. Kierunkowe ułożenie łyszczyków zaburzone jest często przez późniejszy, porfiroblastyczny wzrost kryształów skaleni i biotyty oraz przez objawy odkształceń tektonicznych. W wyniku tych ostatnich skała najczęściej ulega zgufrowaniu i przybiera teksturę laminowo-falistą.

W zależności od charakteru litologicznego omawianych łupków, na plan pierwszy ilościowo wysuwają się raz łyszczyki, raz skalenie, a niekiedy nawet kwarc. Chloryt i epidot występują często, lecz w podrzędnych ilościach. Z innych minerałów spotykane są granaty, staurolit i dysten. O ile granaty występują dość powszechnie i obficie, to staurolit i dysten spotyka się lokalnie i tylko w małych ilościach.

Łyszczyki reprezentowane są tutaj przez biotyt i muskowit. Muskowit ustępuje ilościowo biotytowi i wykształcony jest zazwyczaj w formie drobnych łuseczek o zbliżonej orientacji kierunkowej. Biotyt wykazuje pewne zróżnicowanie. Część blaszek tego minerału przedstawia drobne postrzępione łuseczki, miejscami schlorytyzowane, układające się kierunkowo zgodnie z muskowitem. Inne natomiast, których jest znacznie mniej, tworzą duże blasty, wykształcone prawie automorficznie, nie zaburzone tektonicznie, zorientowane niezależnie od foliacji skały, a niekiedy nawet układające się względem niej prostopadle.

Wśród plagioklazów zaznacza się również wyraźne zróżnicowanie. Miejscami widoczne są drobnoziarniste skupienia tych minerałów, o konturach przypadkowych, często wydłużonych zgodnie z foliacją skały. Są one ponadto zmętniałe i mocno zserycytyzowane. Na ich tle rozwijają się z reguły plagioklasy świeże, bar-

dziej kwaśne, reprezentowane przez albit bądź kwaśny oligoklaz. Kryształy tych minerałów, często automorficzne, układają się niezależnie od foliacji skały. Spotkać w nich można liczne wrostki, głównie biotyty, i smugi pigmentu grafitowego. Układają się one zazwyczaj w kształcie litery S dając struktury helicytowe, świadczące o syntektonicznym wzroście danego minerału.

Skaleń potasowy reprezentowany przez mikroklin występuje w minimalnych ilościach. Jest on młodszy od plagioklazów obu generacji, gdyż wypiera je i wzrasta ich kosztem. Zawarte w nim wrostki minerałów tła również tworzą struktury helicytowe.

Kwarc występuje głównie w postaci warstewek zbudowanych z przekryształizowanych ziarn, często wydłużonych i ząbwiących się z sobą. Wykazuje on niekiedy faliste wygaszanie światła.

Szeroko rozpowszechnione granaty są na ogół automorficzne. Niektóre jednak wykazują mechaniczne zgranulowanie i wydłużenie. Jedne i drugie zdradzają często objawy biotytyzacji. Powstałe na tej drodze biotyty ulegają z kolei chlorytyzacji.

Sporadycznie napotykanne słupek staurolitu układają się zgodnie z foliacją skały. Obserwowane w nich spękania wypełnione są często substancją chlorytową. W towarzystwie staurolitu w dwu przypadkach stwierdzono dysten.

Przedstawiony skład mineralny odnosi się do odmian wydzielonych na mapie geologicznej jako łupki łyszczykowe z przejściem do paragnejsów. Zarysowujące się w ich obrębie zróżnicowanie petrograficzne i litologiczne związane jest w pewnym stopniu do poszczególnych stref łupkowych, które można scharakteryzować następująco:

Strefa Niemojów — *Czerwony Strumień* składa się z łupków łyszczykowych z dobrze wykształconymi blaszkami biotyty i muskowitu, skupiającymi się w laminy oddzielone warstewkami skaleniowo-kwarcowymi, barwy jasnoszarej do cielistej. Skałom tym towarzyszy znaczna ilość granatów i podrzędnie staurolit. Ponadto omawiane łupki są intensywnie zgufrowane w drobne izoklinalne fałdy.

Strefa Gniewoszków — *Kamińczyk* reprezentowana jest głównie przez łupki łyszczykowe drobnolaminowe, z widocznymi megaskopowo skupieniami skaleni, pochodzącymi z feldspatytacji. Większe ich nagromadzenie zaciera w znacznym stopniu teksturę łupkową i skała przybiera wygląd paragnejsów. Granaty występują tutaj lokalnie i w drobnych ilościach, a staurolit stwierdzono jedynie w dwu miejscach: w północnej części wsi Gniewoszków i w okolicy położonej na wschód od wzgórza Bochniak.

Strefa Mostowice — Jagodna obejmuje łupki łyszczykowe na ogół bogate w kwarc, a miejscami przechodzące nawet w łupki łyszczykowo-kwarcowe. Obserwuje się tutaj znaczną przewagę łyszczyków jasnych nad biotytem.

Strefa Równi Łomnickiej w odróżnieniu od pozostałych zbudowana jest głównie z paragnejsów wykazujących przewagę biotyту nad muskowitem. Są to skały drobnoziarniste o słabo zaznaczonej teksturze łupkowej. Tylko w niektórych miejscach, w okolicy Młotów i Paszkowa, skały mają charakter łupków łyszczykowych. Skały tej strefy cechuje ponadto obecność niebieskiego kwarcu.

W obrębie łupków łyszczykowych napotkano pewne odmiany skalne odbiegające dość znacznie składem mineralnym. Na mapie utwory te zostały zaznaczone bez okonturowania granic, gdyż tworzą one przejścia do typowych łupków łyszczykowych bądź paragnejsów.

Do odmian tych należą: łupki muskowitowo-chlorytowe, łupki muskowitowo-epidotowe i łupki biotyтуowo-epidotowe.

Łupki muskowitowo-chlorytowe występują w środkowej części strefy Gniewosów — Kamieńczyk na obszarze położonym między Gniewosowem a Rudawą. Mają one bardzo nieregularny przebieg o kierunku zbliżonym do północno-zachodniego. Charakteryzuje je cienka laminacja z widocznymi megaskopowo drobnymi łuseczkami bladezielonych minerałów srebrzyście połyskujących. Ponadto spotyka się tu skupienia kryształów barwy cielistej. Wielkość tych skupień jest rzędu dziesiątych części milimetra.

W obrazie mikroskopowym skała wykazuje lepidoblastyczną strukturę z porfiroblastycznie wykształconymi skaleniemi. Drobne łuseczki muskowitu, idealnie zorientowane łącznie z blaszkami chlorytu, tworzą tło skalne, w obrębie którego występują pojedyncze blasty świeżych plagioklazów oraz nieliczne słupki turmalinu, spękane i tektonicznie porozrywane. Sporadycznie napotyka się nieoznaczalne relikty minerałów żelazistych oraz pigment złożony z tlenków żelaza.

Łupki muskowitowo-epidotowe tworzą nieduże wystąpienia, położone na południowy wschód od Gniewosowa w otoczeniu zespołów obfitujących w amfibolity. Reprezentują one skałę drobnoziarnistą o słabo widocznej teksturze łupkowej, którą zaciera w dużym stopniu charakterystyczne dla nich złupkowanie spękaniowe. W mikroskopie wykazują one strukturę granolepidoblastyczną i teksturę łupkowo-falistą. Poza ziarnami kwarcu, wyraźnie z sobą zazębiającymi się, głównym składnikiem jest muskowit, w towarzystwie którego występują drobne ilości chlorytu. Minerale łyszczy-

kowe otulają spotykane często osobniki epidotu i klinozoizytu. Te ostatnie są z reguły tektonicznie wywalcowane i rozczłonkowane.

Łupki biotyтуowo-epidotowe występują w okolicy położonej między Niemojowem a Poniatowem tworząc wąską strefę przebiegającą mniej więcej równoleżnikowo. Towarzyszą im miejscami soczewki amfibolitów. Makroskopowo w łupkach uderza obfitość dużych blastów skaleniowych tkwiących wśród ciemnych minerałów, głównie biotyту, bez kierunkowej orientacji, co nadaje skale miejscami wygląd paragnejsów.

Pod mikroskopem stwierdza się lepidogranoblastyczną strukturę z poikiloblastycznie wykształconymi kryształami skaleni i słabo zaznaczoną teksturą kierunkową. Zasadnicze tło skalne tworzy biotyt, epidot i nieduże ilości klinozoizytu. Towarzyszące im plagioklasy są częściowo zserycytyzowane. Świeże blasty tych minerałów wykazują miejscami liczne wrostki wspomnianych już składników mineralnych tła skalnego. Spotyka się również małe ilości odosobnionych, drobnych ziarn kwarcu oraz nieliczne ziarna skaleni potasowego wypełniające pola interstycjalne. W niektórych częściach szlifów stwierdza się ponadto duże nagromadzenia magnetytu tworzącego często automorficzne kryształy, spotykane także jako wrostki w porfiroblastach plagioklazów.

Przedstawione wyżej trzy typy skał metamorficznych zawierają liczne pakiety łupków łyszczykowych i paragnejsów, nie dające się wydzielić kartograficznie.

Kwarcyty i łupki kwarcytowe

Kwarcyty i łupki kwarcytowe występują w formie warstw i soczewek znanych z całego kompleksu łupkowego Gór Bystrzyckich z wyjątkiem strefy Równi Łomnickiej. Są to skały na ogół drobnoziarniste, mniej lub bardziej laminowane, barwy jasnopopielatej do kremowej. Poszczególne laminy są różnej grubości. Podkreślają je drobne łuseczki muskowitu lub serycytu, a niekiedy również biotyt. Sporadycznie dostrzega się tutaj małe porfiroblasty skaleni.

Mikroskopowo skały te wykazują strukturę granolepidoblastyczną. Tekstura zaś uzależniona jest na ogół od ilościowego udziału łyszczyków, zwłaszcza jasnych. Są one bowiem wyraźnie zorientowane, co w przypadku ich większej ilości ma wpływ na wykształcenie strukturalne skały. Zresztą ziarna kwarcu, będące zasadniczym składnikiem kwarcytów, również są zdeformowane kierunkowo. Ponadto stwierdza się tutaj lokalnie ten sam zespół minerałów, co w łupkach łyszczykowych, lecz ilościowo skromniejszy w stosunku do kwarcu. Takie

części zasługują na miano łupków kwarcytowo-łyszczykowych, wydzielonych zresztą kartograficznie w strefie Mostowice — Jagodna.

Należy tutaj również wspomnieć o łupkach kwarcytowo-grafitowych, często spotykanych zwłaszcza w strefach: Gniewosów — Kamieńczyk i Mostowice — Jagodna. Występują one w formie soczewek o grubości od kilku centymetrów do kilku metrów, przez co były trudne do ujęcia kartograficznego i dlatego nie zostały zaznaczone na mapie geologicznej.

Pozycja stratygraficzna kwarcytów i łupków kwarcytowych nie jest znana, podobnie zresztą jak pozostałych odmian litologicznych serii suprakrystalnej. Kwarcyty jednak mają dość osobliwą lokalizację w stosunku do skał sąsiadujących. Spotyka się je głównie w strefie kontaktowej granitognejsów bystrzyckich z łupkami łyszczykowymi, a więc na granicy dwu genetycznie różnych odmian skalnych, co pozwala przypuszczać (Dumicz 1960), że w pewnych warunkach geologicznych procesy wgłębne, wiodące do powstania granitognejsów, mogły dostosowywać się do przebiegu większych występów kwarcytowych.

Wapienie krystaliczne i erlany

Wapienie krystaliczne znane są jedynie w strefie łupkowej Gniewosów — Kamieńczyk. Grupują się one głównie w okolicy Różanki, gdzie tworzą nieregularną soczewkę znacznych rozmiarów, zazębiając się z łupkami łyszczykowymi. Omawiane utwory są drobno- do grubokrystalicznych z widoczną laminacją, zwłaszcza w odmianach drobnoziarnistych. Poza kalcytem można tutaj dostrzec makroskopowo blaszki biotyту i muskowitu skupiające się często w smugi, przez co skała uzyskuje odzielność płytową.

Wapienie krystaliczne w strefie granicznej z granitognejsami okolic Różanki i wschodnich zboczy Czerńca przechodzą stopniowo w utwory wapienno-krzemianowe — erlany.

Skały wapienno-krzemianowe znane są z obszaru krystaliniku Śnieżnika i zostały szczegółowo scharakteryzowane petrograficznie przez J. Teisseyre'a (1961). Autor ten zwraca uwagę, że używana w dotychczasowej literaturze nazwa skarn dla tych utworów budzi pewne zastrzeżenia, pochodzi ona bowiem ze szwedzkiego słownictwa górniczego, gdzie używano jej na oznaczenie skał wapienno-krzemianowych powstałych wyłącznie na drodze metamorfizmu kontaktowego. Sugestie genetyczne, jakie daje ta nazwa w odniesieniu do skał wapienno-krzemianowych Śnieżnika, są, zdaniem J. Teisseyre'a zupełnie błędne, co uzasadnia on bogatym materiałem petrograficznym zebrany w okolicy doliny Kamienicy, Kletna i Janowej Góry.

Dlatego też zastąpił on nazwę skarn terminem erlan, nie sugerującym przynależności genetycznej danej skały.

Erlany na badanym obszarze makroskopowo przedstawiają skałę drobnoziarnistą, wykazującą jednak czasem mniej lub bardziej wyraźną laminację. Poszczególne laminy są zmiennej grubości i odróżniają się wielkością ziarn bądź barwą, a niekiedy i jednym i drugim. Są one często podkreślone strefowo rozmieszczonymi minerałami ciemnymi, które również można spotkać jako drobne skupienia bezładnie rozproszone w pozostałej masie skalnej. Barwa erlanów jest na ogół jasnozielona z odcieniem żółtym do brązowego.

W obrazie mikroskopowym wykazują one strukturę granoblastyczną bądź granolepidoblastyczną i słabo widoczną teksturę kierunkową. Jeden z zasadniczych minerałów skałotwórczych — diopsyd — tworzy różnej wielkości kryształy słupkowe o jednolitej orientacji kierunkowej. Dość liczne blaszki biotyту o słabo zaznaczającym się automorfizmie układają się niezależnie od foliacji skały i wykazują z reguły objawy chlorytyzacji. Chloryt występuje również samodzielnie w formie blaszek, będących prawdopodobnie pseudomorfozami po biotycie. Z innych minerałów stwierdzono drobne ilości epidotu, klinozoizytu i aktynolitu. Obficie reprezentowane plagioklasy tworzą ziarna najczęściej ksenomorficzne o słabo widocznych zbliźniaczeniach albitowych. Spotykane niekiedy większe porfiroblasty tych minerałów zamykają w sobie drobne ziarenka diopsydu, kwarcu, a rzadziej biotyту. Część plagioklazów uległa procesowi serycytyzacji. Dość powszechny skałen potasowy występuje w dużych ksenoblastycznych ziarnach i zawiera liczne wrostki tła skalnego. Na granicy tego minerału z plagioklazami obserwuje się niekiedy drobne pola myrmekitowe. Kwarc tworzy zazwyczaj ksenomorficzne ziarna występujące w grubokrystalicznych agregatach, bądź też ma formę cienkich żyłek. Drobne kryształy kalcyту zjawiają się w bardzo zmiennych ilościach. Z minerałów akcesorycznych stwierdzono: tlenki żelaza, cyrkon, apatyt i turmalin.

Swego rodzaju osobliwością są napotkane wśród łupków łyszczykowych okolicy wzgórza 606 (strefa Równi Łomnickiej) skały wapienno-krzemianowe tworzące formę wydłużonej buły rozmiarów 30×20 cm. Przedstawiają one utwór afanitowy, barwy jasnozielonej, bez śladu tekstury kierunkowej. Stwierdzone mikroskopowo kryształy kwarcu, klinozoizytu, epidotu i kalcyту są tutaj wykształcone ksenomorficznie. Forma występowania tych skał niczym nie przypomina ani soczewki ani boudinage'u. Są to zapewne przeobrażone kongregacje.

Amfibolity

Amfibolity stwierdza się dość powszechnie we wszystkich strefach łupkowych serii suprakrystalnej i nielicznie w granitognejsach bystrzyckich. Występują one w formie soczewek, na ogół regularnych, rzadziej palczasto rozwidlających się. Większe ich skupienie przypada w okolicy położonej na południowy wschód od Gniewoszowa.

Są to skały zazwyczaj drobno- i średnioziarniste, lecz miejscami można zauważyć również struktury gruboziarniste. Tekstura ich jest zróżnicowana od łupkowej, z widocznym kierunkowym zorientowaniem minerałów słupkowych, do bezładnej ze słabo, bądź w ogóle nie zaznaczającą się laminacją. W odmianach bardziej gruboziarnistych dostrzegalne są igielki amfiboli i blaszki biotyту, a niekiedy również drobne skupienia minerałów jasnych.

W obrazie mikroskopowym amfibolity wykazują strukturę nematoblastyczną, a lokalnie granolepidoblastyczną z poikiloblastycznie wykształconymi skaleniami. Tekstura na ogół kierunkowa, zaburzona jest w niektórych miejscach przez porfiroblasty plagioklazów. Zasadniczy składnik — hornblendy zwyczajna, wykształcona w postaci wydłużonych słupków, wykazuje wyraźny pleochroizm w odcieniach bladezielonych. Ulega ona często procesowi biotyzacji. W miejscach tych zjawia się powszechnie epidot. Plagioklasy występują w amfibolitach w różnej ilości. Większe ich nagromadzenie stwierdza się lokalnie. Są to zazwyczaj świeże blasty z wrostkami tła skalnego (hornblendy, biotyту, epidotu), które nadają im charakter struktur helicytowych. Skaleń potasowy stwierdzono jedynie w małej kilkucentymetrowej soczewce amfibolitów, tkwiącej w obrębie granitognejsów bystrzyckich z okolicy Lesicy. Ponadto zdarzają się niekiedy drobne ilości kwarcu, kalcytu oraz lokalne nagromadzenia magnetytu i tytanitu.

Przedstawionym utworom skalnym towarzyszą miejscami łupki aktynolitowe ze zmienną ilością chlorytu. Występują one w południowej części Niemojowa w obrębie granitognejsów, a następnie w okolicy Młotów wśród skał amfibolitowych. W łupkach aktynolitowych z obszaru Niemojowa zauważono pod mikroskopem, poza aktynolitem, chlorytem i blastami plagioklazów, relikty silnie zmienionych minerałów o pokroju izometrycznym, których natury nie ustalono. Być może są to pirokseny.

Porfiroidy

Porfiroidy znane są w obrębie serii suprakrystalnej tylko z jednego wystąpienia. Tworzą one cienką wkładkę (na mapie znacznie powiększoną) wśród paragnejsów okolicy Gniewo-

szowa. Ich przebieg jest niezgodny z panującą w tej części obszaru foliacją skał sąsiadujących. Porfiroidy przedstawiają skałę afanitową z widocznymi makroskopowo kryształami kwarcu, które robią wrażenie fenokryształów.

W mikroskopie tło skalne tworzy drobnoziarnista mozaika mocno zserycytyzowanych skaleni oraz drobne ilości epidotu, klinozoizytu i chlorytu. Minerale te są bezładnie rozproszone i nie wykazują orientacji kierunkowej. Wśród nich tkwią duże oczka kwarcu z wrostkami minerałów tła skalnego. Ziarna kwarcu są niekiedy zgranulowane i wykazują faliste wygaszanie światła. Ponadto dostrzega się resztki nieokreślonych minerałów femicznych.

GRANITOGNEJSY BYSTRZYCKIE

Granitognejsy bystrzyckie stanowią większość skał widocznych na powierzchni badanego obszaru. W obrębie ich wydzielono kartograficznie trzy zasadnicze odmiany teksturalne, mianowicie: granitognejsy laminowo-oczkowe, granitognejsy przecikowe i granitognejsy o słabo widocznej teksturze kierunkowej.

Badania mikroskopowe wykazały, że wydzielenia te nie zawsze pokrywają się z ich charakterystyką petrograficzną. Dotyczy to głównie granitognejsów laminowo-oczkowych, wśród których zarysowuje się pod tym względem wyraźny podział, widoczny głównie makroskopowo. Napotkano tutaj strefę skał silnie skatakla-zowanych o odmiennym składzie petrograficznym. Zostały one wydzielone pod nazwą skatakla-zowanych granitognejsów laminowo-oczkowych. Wreszcie ostatnią odmianę stanowią gnejsy aplitowe.

Poszczególne odmiany teksturalne granitognejsów zostały zaznaczone na mapie geologicznej bez wyznaczania granic. Ich dokładne okonturowanie było niemożliwe ze względu na szeroką strefę przejściową jednych w drugie, grubą pokrywę zwietrzelinową oraz rumowiska tak charakterystyczne dla tych utworów.

Granitognejsy laminowo-oczkowe

Ten typ skał jest bardzo szeroko rozpowszechniony w Górach Bystrzyckich. Obejmuje on prawie całość granitognejsów położonych w południowej i południowo-zachodniej części zdjęcia geologicznego, jak również większość granitognejsów występujących na północy zdjęcia (od okolicy wzgórza Jagodna aż po Biesiec).

Skały zaliczone do tej odmiany są zazwyczaj grubokrystaliczne, a ich teksturę określa nazwa, pod jaką zostały wydzielone. Granitognejsy laminowo-oczkowe charakteryzują się dużą

ilością składników jasnych, zwłaszcza skaleni barwy cielistej do intensywnie różowej, a tylko miejscami występują skalenie szare. Agregaty ich tworzą laminy, słoje i oczka. Osiągają one czasem znaczne rozmiary, rzędu kilku centymetrów, i są otulone plastrami ływczyków. Wśród oczek znajdują się formy zbudowane z jednego kryształu wykazującego często zbliżenie. W takich przypadkach można stwierdzić, że blasty te nie zawsze układają się zgodnie z przebiegiem foliacji skały. Część słoje i lamin pochodzi prawdopodobnie z tektonicznego wywalcowania oczek. Przemawiają za tym spostrzeżenia z okolicy Spalonej, wzgórza Jagodna i Lesicy, gdzie obserwuje się stopniowe przejście oczek w słoje, a następnie w coraz to cieńsze laminy. Przedstawione zmiany teksturalne były śledzone w przekroju prostopadłym do przebiegu foliacji.

Badania geologiczne przeprowadzone w obrębie granitognejsów laminowo-oczkowych wykazały, że utwory te na kontakcie z kompleksem łupkowym wykazują strukturę średnioziarnistą i teksturę laminową. Ponadto spotyka się tutaj nieliczne drobne wkładki łupków kwarcytowych, kwarcytowo-grafitowych i ływczykowych. Granitognejsy śledzone od strefy peryferycznej w głąb stają się bardziej grubokrystaliczne i wykazują znaczną przewagę oczek i słoje nad laminami. Wszystkie te odmiany niezależnie od swej struktury i tekstury wykazują dostrzegalną elongację agregatów skaleniowych, kwarcowych i skaleniowo-kwarcowych, jak również ływczyków.

W obrazie mikroskopowym utwory te charakteryzują się strukturą nierównoziarnistą i słabo zaznaczoną teksturą kierunkową (w skali szlif). Podobnie jak makroskopowo, tak i tutaj na pierwszy plan wysuwają się składniki jasne, jak kwarc, skałen potasowy, a lokalnie plagioklasy. ływczyki ciemne i jasne występują powszechnie, lecz w mniejszych ilościach, skupiając się zazwyczaj w cienkie nieregularne smugi.

Kwarc występuje w postaci różnej wielkości ziarn, przeważnie zaokrąglonych, z których część jest zmiążdżona tektonicznie i rozpada się na drobne, ostrokrawędziste elementy. Minerale ten występuje również w postaci wydłużonych, ksenomorficznych kryształów zazębających się z sobą i układających się w laminy. Obok kwarcu występują często plagioklasy, silnie zmętniałe i zserycytizowane. Spotyka się również świeże kryształy tych minerałów zawierające wrostki ływczyków i kwarcu. Skałen potasowy występuje z reguły w dużych ziarnach. Część z nich jest spękana i wyraźnie zgranulowana. Zjawiska te występują powszechnie w północnej części granitognejsów

(Spalona, Jagodna, Biesiec). W części południowej i południowo-zachodniej zdjęcia geologicznego (Czerniec, Bochniak, Kamieńczyk), utwory te charakteryzują się porfiroblastami skaleni potasowych mniej przeobrażonymi dynamicznie, o wyraźnych strukturach helicytowych. Tworzą je drobne wrostki ływczyków i kwarcu oraz smugi pigmentu nieokreślonego bliżej minerału, być może grafitu, ułożone w kształt litery S. Na pograniczu skaleni potasowych i plagioklazów dostrzegalne są czasem pola wypełnione myrmekitem. Wśród ływczyków prawdopodobnie przeważa muskowitz. Występuje on w postaci różnej wielkości blaszek, na ogół dobrze zorientowanych, skupiających się razem z biotytem w smugi i laminy. Jego drobne łuseczki rozproszone są również w masie skaleniowo-kwarcowej. Biotyt w większości jest wyraźnie zorientowany, a tylko niektóre jego blaszki układają się niezależnie od foliacji skały.

Granitognejsy przecikowe

Granitognejsy o teksturze przecikowej znane są z obszaru położonego wokół strefy łupkowej Mostowice — Jagodna. Spotyka się je również w innych częściach serii infrakrystalnej jako drobne i nieregularne wystąpienia, których nie można ująć kartograficznie. Znamioną ich cechą jest wybitna elongacja agregatów skaleniowo-kwarcowych, najlepiej uwidocznioma w przekroju przebiegającym zgodnie z osią b elipsoidalnych odkształceń. W płaszczyźnie zorientowanej prostopadle do tej osi skała robi wrażenie bezkierunkowej masy z oczkowo wykształconymi skupieniami składników jasnych. Niemniej jednak spotyka się tutaj odmiany laminowo-oczkowe w formie częstych przeławień.

W obrazie mikroskopowym granitognejsy przecikowe nie zdradzają istotnych różnic w stosunku do wyżej opisanych granitognejsów laminowo-oczkowych. Ich skład mineralny jest identyczny. Pewne zmiany dostrzegalne są jedynie w sposobie zachowania niektórych składników. Na przykład plagioklasy wydają się być silniej zserycytizowane.

Granitognejsy o słabo widocznej teksturze kierunkowej

Skały wydzielone pod tą nazwą pojawiają się w większej masie w centralnych częściach wystąpień granitognejsowych. Stwierdzono je w okolicach wzgórza Jagodna, a następnie w pobliżu wsi Lesica, tuż przy granicy państwa polskiego. W jednym i drugim przypadku znajdują się one w otoczeniu granitognejsów gruboczkowych bądź słojeowych. Ponadto spotyka się je podrzędnie w innych obszarach granitognejsów bystrzyckich, gdzie tworzą małe bliżej

nieokreślone formy, trudne do ujęcia kartograficznego.

Wygląd megaskopowy tych skał bardzo odbiega od poprzednio opisanych wydzieleni granitognejsów. Uderza tutaj duża zmienność w wykształceniu litologicznym i strukturalnym, przy słabo widocznym bądź w ogóle nieodróżnialnym zorientowaniu poszczególnych składników mineralnych.

Najpospolitszym typem wśród omawianych skał są granitognejsy średnioziarniste, słabo laminowane, z ledwie dostrzegalnym kierunkowym ułożeniem drobnych łuseczek muskowitu i słabą elongacją agregatów skaleniowo-kwarcowych. Większość łyszczyków jasnych i ciemnych jest bezładnie rozproszona w całej masie skalnej i nie wykazuje śladów wyslizgania ani też jednolitego zorientowania w stosunku do laminacji.

Tak scharakteryzowane utwory skalne przechodzą miejscami w odmiany bardziej drobnoziarniste, miejscami zaś tracą laminy i upodobią się do granitów, niekiedy znów wzbogacone są w warstewki leukokratyczne i przypominają migmatyty, a przy ubóstwie łyszczyków i drobnoziarnistej strukturze robią wrażenie aplitów.

Obraz mikroskopowy przedstawionych utworów jest wprawdzie urozmaicony, lecz nie wykazuje istotnych różnic w stosunku do poprzednio opisanych wydzieleni, z wyjątkiem pojawienia się granatów. Przy zachowaniu struktury granolepidoblastycznej i słabo zaznaczonej tekstury kierunkowej lub bezładnej wykazują one zmienną ilość łyszczyków w stosunku do skaleni i kwarcu. O ile plagioklasy w poprzednich odmianach były reprezentowane głównie przez agregaty silnie zsercytyzowane, tutaj znaczna ich część przedstawia świeże porfiroblasty, wykazujące jednak, podobnie zresztą jak i ziarna skaleni potasowych, słabe znamiona tektonicznego wywalcowania. Łyszczyki tylko miejscami układają się w smugi i laminy. Większość z nich, zwłaszcza biotyt, przedstawia izolowane skupienia, z których część tworzy zapewne pseudomorfozy po granatach. Napotykanne bowiem kryształy granatów wykazują proces biotytyzacji.

Kataklastyczne granitognejsy laminowo-oczkowe

Skały objęte tą nazwą tworzą samodzielne wystąpienia w obrębie strefy łupkowej Równi Łomnickiej. Występują tu głównie granitognejsy średnio- i gruboziarniste, zazwyczaj wyraźnie laminowane, przechodzące miejscami w odmiany oczkowe. Niemniej jednak znaczna część tych skał już makroskopowo wykazuje wyraźne znamiona kataklazy, wyrażające się

znacznym wywalcowaniem lamin i oczek skaleniowo-kwarcowych. Z drugiej strony spotkać tu można odmiany łudząco przypominające gruboziarniste granity bez śladu zaburzeń tektonicznych i nie zdradzające najmniejszej tendencji do kierunkowego ułożenia minerałów. Powszechnym zjawiskiem dla omawianych skał jest obecność niebieskiego kwarcu, który występuje zresztą w całej strefie łupków Równi Łomnickiej.

Przedstawione obserwacje makroskopowe nie uwidoczniają specjalnych cech różniących te skały od granitognejsów pozostałej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. W obrazie mikroskopowym jednak różnią się one i to w sposób bardzo istotny. Uderza tutaj przede wszystkim wyraźna i powszechna kataklaza obejmująca wszystkie odmiany tych skał łącznie ze skałami, które makroskopowo przypominają grubokrystaliczne granity. Ponadto omawiane utwory wykazują obecność posttektonicznego albitu szachownicowego, który powstaje kosztem przeobrażonych tektonicznie plagioklazów starszej generacji i skalenia potasowego również silnie mechanicznie zgranulowanego. Obserwacje te są o tyle ważne, że świadczą o istnieniu plagioklazów młodszych od skalenia potasowego. Należy wspomnieć również o często spotykanych tutaj, chociaż w niedużych ilościach, minerałach — klinozoizycie i chlorycie.

Gnejsy aplitowe

Gnejsy aplitowe tworzą trzy nieduże wystąpienia w formie soczewek. Dwa znane są we wsi Nowa Bystrzyca na pograniczu serii łupkowej Równi Łomnickiej z kataklastycznymi granitognejsami laminowo-oczkowymi, jedno w obrębie kataklastycznych granitognejsów laminowo-oczkowych w okolicy położonej na południowy wschód od Wójtowic. Utwory te są drobnokrystaliczne, barwy cielistej, ze słabo zaznaczonym, subtelnym laminowaniem, widocznym zwłaszcza w częściach wybielonych procesami wietrzenia chemicznego. Poza agregatem skaleniowo-kwarcowym dostrzegalne są również nieliczne łyszczyki jasne, których drobne łuseczki wykazują zazwyczaj ułożenie równoległe.

Obraz mikroskopowy gnejsów aplitowych jest typowy dla tego rodzaju utworów. Przy zachowaniu struktury drobno- i równoziarnistej wykazują one zdecydowanie teksturę kierunkową. Głównym składnikiem mineralnym jest kwarc. Część plagioklazów reprezentują kryształy o ksenomorficznych zarysach, inne natomiast przedstawiają drobnoziarniste agregaty wyraźnie zsercytyzowane. Powszechnie spotykany skałen potasowy wypełnia przestrzenie interstycjalne. Łyszczyki są na ogół

nieliczne. Głównie występuje muskowitz, którego drobne łuseczki podkreślają kierunkową teksturę skały.

Na temat genezy gnejsów aplitowych z masywu Śnieżnika wypowiada się W. Smulikowski (1959) i wyprowadza je z kwarcytów serii suprakrustalnej, przeobrażonych wtórnie na drodze metasomatycznej granityzacji. Przy przyjęciu tej interpretacji pochodzenia gnejsów aplitowych badanego obszaru zrozumiała staje się ich obecność na pograniczu serii łupkowej z granitognejsami. Można by przypuszczać, że odgrywały one tutaj analogiczną rolę jak kwarcyty i łupki kwarcytowe, tzn. że w pewnych warunkach geologicznych procesy wgłębne wiodące do powstania granitognejsów mogły dostosować się do ich większych wystąpień.

W świetle przedstawionej charakterystyki litologicznej i petrograficznej poszczególnych wydziałów granitognejsowych można znaleźć dalsze uzasadnienie dla wskazanego przez K. Smulikowskiego (1952) i H. Teisseyre'a (1957) związku genetycznego tych utworów z serią infrakrustalną masywu Śnieżnika. Łąco się o tym można przekonać, gdy porówna się nowe prace o krystalniku Śnieżnika K. Smulikowskiego (1957 i 1960), H. Teisseyre'a (1957 a), J. Oberca (1957), L. Kaszy (1957) i J. Dona (1958) z przedstawionymi tutaj obserwacjami metamorfizmu Gór Bystrzyckich.

W większości przypadków podobieństwo serii infrakrustalnej tych regionów pod względem litologicznym i petrograficznym jest wprost uderzające. Jedynie skały wydzielone w Górach Bystrzyckich pod nazwą skataklastycznych granitognejsów laminowo-oczkowych z obecnością albitu szachownicowego, wzrastającego kosztem skalenia potasowego, nie znajdują odpowiednika w krystalniku Śnieżnika, gdzie, jak wiadomo z prac K. Smulikowskiego (1960), mikroklina jako najmłodszy zamyka procesy feldspatytacji.

Nawiązując do koncepcji O. Kodyma i J. Svobody (1948) tektonicznego łączenia Gór Bystrzyckich z Karkonoszami i sugestii K. Smulikowskiego (1952) o możliwościach paralelizacji wiekowej i przestrzennej analogicznych utworów z obu tych obszarów, można by wyrazić przypuszczenie, że skataklastyczne granitognejsy laminowo-oczkowe stanowią mogły ogniwo łączące, w sposób bliżej nieokreślony, metamorfizm bystrzycki z blokiem Karkonoszy. Myśl tę uzasadnia m. in. obecność w tych utworach niebieskiego kwarcu, tak powszechnego w serii prekambryjskiej Karkonoszy.

Przyjmowana do niedawna koncepcja o magmowym pochodzeniu granitognejsów bystrzyckich jest w tej chwili mało prawdopodobna w związku z wynikami badań K. Smulikow-

skiego (1957 i 1960) nad analogicznymi utworami masywu Śnieżnika. Gnejsy śnieżnickie bowiem, uważane do tej pory za typowe skały pochodzenia magmowego, okazały się w dużej mierze produktem metasomatycznej granityzacji kompleksu łupków łyszczykowych.

GRUPA SKAŁ DYNAMICZNIE PRZEOBRAŻONYCH

Utwory objęte tą nazwą reprezentują skały bardzo różnorodne pod względem wieku, genezy i stopnia przeobrażenia dynamicznego.

Podczas prac polowych wydzielono tutaj kilka typów skał, które po badaniach mikroskopowych zostały określone jako blastomylonity, mylonity, kataklazyty i brekcje tektoniczne.

Blastomylonity

Blastomylonity znalazłem w serii łupkowej Gniewoszków — Kamieńczyk, w okolicy położonej na północny wschód od Gniewoszowa. Forma występowania tych skał jest trudna do określenia, ponieważ nie dają one naturalnych odsłoneń i przykryte są grubym płaszczem zwietrzeli. Przedstawione na mapie geologicznej zarysy tych skał w kształcie nieregularnej soczewki są hipotetyczne i mogą znacznie odbiegać od naturalnych konturów.

Bloki i okruchy blastomylonitów, znane jedynie ze zwietrzeli, są drobnokrystaliczne, bez śladu kierunkowego ułożenia minerałów i laminacji. Makroskopowo wyróżnić można tutaj dwa zespoły mineralne. Są to: drobnoziarnista masa prawie afanitowa złożona z ledwie dostrzegalnych ziarenek minerałów jasnych i ciemnych oraz agregaty minerałów jasnych, bardziej gruboziarniste, które przybierają zazwyczaj nieregularne formy drobnych, owalnych lub wyraźnie wydłużonych skupień, w stosunku do których pierwszy spośród wymienionych zespołów mineralnych robi wrażenie tła skalnego.

Mikroskopowo utwory te charakteryzują się strukturą granoblastyczną i teksturą bezkierunkową. Tło skalne tworzy mozaika drobnych ziarenek kwarcu, postrzępione blaszki schlorytowanego biotyty i niewielka ilość zserycytowanych plagioklazów. W tle tym rozwijają się skupienia porfiroblastycznych, świeżych plagioklazów o zarysach ksenomorficznych, niekiedy z wrostkami tła skalnego. Część z nich wykazuje polisyntetyczne zbliżniaczenia typu albitowego.

Blastomylonity z relikdami mylonitów

Utwory te napotkano w obrębie serii łupkowej Gniewoszków — Kamieńczyk, tuż przy granicy państwa, między Niemojowem a Ponia-towem. Tworzą one wąską strefę układającą się

mniej więcej równoleżnikowo, zgodnie z kierunkiem foliacji skał otaczających.

Makroskopowo jest to skała o strukturze drobnoziarnistej do afanitowej, masywna lub lekko smugowana, tylko lokalnie wykazująca słabo widoczną foliację. Barwa skały jest szarobrunatna ze słabym odcieniem brudnozielonym. Liczne spękania wypełnione są najczęściej substancją leukokratyczną barwy cieliastej, która występuje również w formie nieregularnych żyłek i skupień. Wśród opisywanych skał obserwuje się miejscami kilkucentymetrowej grubości pakiety łupków łyszczkowych wyraźnie sfeldspatyzowanych, z widoczną, lecz słabo zachowaną, foliacją i lineacją.

W obrazie mikroskopowym skały te charakteryzują się strukturą różnoziarnistą i słabo zachowaną teksturą kierunkową. Tło skalne stanowi miazga kwarcowo-plagioklazowa z niewielką ilością drobnych łyszczyków jasnych i postrzępionego biotyту, obok których w dużej ilości występują tlenki żelaza i mniej liczne kryształki apatyту. W tle skalnym lokalnie dostrzec można większe ziarna świeżych plagioklazów, a niekiedy również skalenia potasowego. Niektóre z tych ziarn robią wrażenie porfiroklastów, inne natomiast niewątpliwie są blaszami często z wrostkami minerałów tła. W tych częściach skała przybiera charakter blastomylonitów. Napotkano również nieliczne duże kryształy granatów, nieco spękanе, lecz zachowujące z reguły pokrój idioblastyczny.

Kataklastyty i brekcje tektoniczne

Kataklastyty i brekcje tektoniczne zostały połączone w jedną grupę. Skały te bowiem zazębiają się ze sobą, w związku z tym trudno jest ustalić między nimi granicę; tym samym nie można jej wyznaczyć na mapie. Skały te występują przede wszystkim w serii infrakrustalnej. Towarzyszą tu one strefom dyslokacyjnym, zwłaszcza o przebiegu równoleżnikowym. W zależności od stopnia przeobrażenia są to bądź grubookruchowe brekcje gnejsowe, bądź skały kataklastyczne złożone z drobnego, bliżej nieokreślonego druzgotu skalnego. Ich brunatna barwa związana jest z dość dużą zawartością wodorotlenków żelaza.

Badania mikroskopowe wykazują, że są to skały o wysokim stopniu przeobrażenia dynamicznego. Pole widzenia mikroskopu wypełniają pokruszone ziarna kwarcu, zserycytizowanych skaleni i muskowitu oraz obfity pigment tlenków żelaza. Zachowane porfiroklasty skaleni i kwarcu zlewają się ze skataklastycznym tłem. Część kwarcu wypełnia szczelinki powstałe wskutek kataklasty. Tlenki żelaza tworzą miejscami duże, nieregularne skupienia.

W okolicy Spalonej ciekawą skałę stanowi brekcja tektoniczna złożona z pokruszonych granitognejsów scementowanych wtórnie porfirem kwarcowym, również tektonicznie naruszonym.

SKAŁY ŻYŁOWE TYPU LAMPROFIRÓW I PORFIRY

Utwory te są bardzo szeroko rozpowszechnione wśród skał krystalicznych Gór Bystrzyckich. Spotyka się je w strefach zaburzeń tektonicznych zarówno serii infra- jak i suprakrustalnej. Wśród lamprofirów wyróżniłem minetę i kersantyt. Porfiry reprezentowane są przez odmianę bogatą w kwarc — porfiry kwarcowe.

Minetta

Minetta występuje głównie w południowej części badanego obszaru w postaci drobnych nieregularnych żył, z których tylko większe zostały uwzględnione na mapie geologicznej. Jest to skała barwy brunatnej o strukturze grubo-, średnio- i drobnoziarnistej i teksturze bezładnej.

Mikroskopowo jasne tło skalne tworzą tutaj ksenomorficzne ziarna skalenia potasowego, obok których występuje kwarc i drobna ilość plagioklazów. Minerale ciemne reprezentowane są przez duże blaszki biotyту i słupki hornblendy. Ponadto stwierdzono nieliczne ziarenka apatyту i magnetytu.

Niektóre części tych skał, zwłaszcza w pobliżu kontaktu z utworami przylegającymi, ulegają wyraźnym przeobrażeniom dynamicznym, co uwidacznia się przede wszystkim w mikroskopie. Drobnoziarniste tło skalne tworzy tutaj substancja chlorytowa, w której tkwią mechanicznie zniszczone ziarna kwarcu i skalenia potasowego.

Kersantyt

Kersantyt występuje głównie w okolicy Gniewoszowa w postaci drobnych żył. Jest to skała o strukturze drobnoziarnistej do afanitowej, barwy jasnobrunatnej, z widocznymi niekiedy, nawet makroskopowo, fenokryształami minerałów jasnych.

W mikroskopie skała ta wykazuje strukturę drobnoziarnistą. Pole widzenia wypełniają kryształy plagioklazów i skalenia potasowego oraz nieliczne łuseczki biotyту. Cała skała jest silnie impregnowana tlenkami żelaza. Niektóre plagioklasty tworzą większe kryształy o słabo zaznaczającym się pokroju tabliczkowym.

Porfir kwarcowy

Porfir kwarcowy towarzyszy dwóm potężnym dyslokacjom, z których jedna ciągnie się

na odcinku Młoty — Nowa Bystrzyca, druga biegnie przez Spaloną. Obie dyslokacje mają przebieg równoleżnikowy.

Omawiane skały są drobnokrystaliczne i afaanitowe, barwy ciemnobrunatnej, wykazujące lokalnie obecność jasnych fenokryształów i owalne skupienia substancji ciemniejszej bądź jaśniejszej od tła skalnego. W obrazie mikroskopowym mikrolity ciasta skalnego są trudne do oznaczenia. Fenokryształy plagioklazów wykazują często proces serycytyzacji, tak że nie można określić ich składu. Ziarna kwarcu są niekiedy hipautomorficzne i często zatokowo skorodowane. Obserwowane skupienia tlenków żelaza pochodzą prawdopodobnie z wtórnego rozkładu minerałów ciemnych.

Miejscami porfiry są tektonicznie naruszone i zawierają okruchy granitognejsów.

Obraz mikroskopowy wykazuje zmiany charakterystyczne dla skał powstałych w strefie metamorfizmu dynamicznego. Przedstawiają one drobnokrystaliczną miazgę kataklastyczną,

w której tkwią agregaty ziarn kwarcu i relikty zdeformowanych skaleni, z których tylko nieliczne zachowały zarysy pierwotnych fenokryształów. Ponadto zdarzają się tutaj nieregularne skupienia chalcedonu oraz drobne ilości łyszczyków jasnych, zwłaszcza w pobliżu okruchów granitognejsów.

Na mapie geologicznej (tabl. I) porfir kwarcowy i towarzysząca mu brekcja tektoniczna nie zostały rozdzielone i zaznaczone są tym samym symbolem. Również minettę i kersantyt połączono razem pod nazwą lamprofirów.

Wśród skał krystalicznych Gór Bystrzyckich znane są również liczne żyły pegmatytowe, aplitowe i kwarcowe. Ponadto w granitognejsach okolicy Różanki stwierdziłem cienką żyłkę fluorytu, a w serii łupkowej okolicy położonej między Niemojowem a Poniatowem napotkałem niewielką ilość żyłek magnetytu. Opracowanie tych utworów wymaga specjalnych studiów, zwłaszcza petrograficznych i dlatego nie zostały one uwzględnione w niniejszej pracy.

TEKTONIKA

Zawarte w literaturze sudeckiej poglądy na tektonikę Gór Bystrzyckich powstały w wyniku wycinkowych opracowań tego regionu, bądź też były wypowiedzane marginesowo przy rozważaniach budowy geologicznej sąsiednich obszarów. W konsekwencji koncepcje te opierano na bardzo skąnym materiale terenowym, a niejednokrotnie na mało wyczerpujących publikacjach.

Interpretacja tektoniczna zawarta w niniejszej pracy oparta jest na szczegółowym zdjęciu geologicznym w skali 1 : 25 000, obejmującym całość metamorfiku Gór Bystrzyckich w obrębie państwa polskiego. Bogaty materiał obserwacyjny zebrany z obszaru około 200 km² rzucił nowe światło na tektonikę i pozwolił odtworzyć, w pewnym stopniu, rozwój zjawisk geologicznych ze szczególnym uwzględnieniem procesów tektonicznych.

Obserwacje ze względu na swoją obfitość, różnorodność i rozległy obszar, z którego zostały zebrane, przedstawiają materiał trudny do interpretacji.

Aby wyczerpująco i przejrzysto opracować problematykę tektoniczną, część pracy poświęcona tektonice została podzielona na cztery działy.

Pierwszy przedstawia rozmieszczenie przestrzenne kompleksu łupków łyszczykowych i granitognejsów bystrzyckich oraz ich wzajemny stosunek; drugi obejmuje obserwacje drobnych struktur pochodzenia tektonicznego, trzeci zawiera opis elementów tektonicznych

wyższego rzędu, czwarty charakteryzuje odkształcenia dysjunktywne.

W osobnym rozdziale dokonałem próby syntetycznego i chronologicznego ujęcia tektogenezy krystaliniku Gór Bystrzyckich.

ROZMIESZCZENIE PRZESTRZENNE KOMPLEKSU ŁUPKÓW ŁYSZCZYKOWYCH I GRANITOGNEJSÓW BYSTRZYCKICH ORAZ ICH WZAJEMNY STOSUNEK

Jak zaznaczono w jednym z pierwszych rozdziałów, metamorfik Gór Bystrzyckich obejmuje dwa zasadnicze zespoły skalne, mianowicie: starszy — łupków łyszczykowych i młodszy — granitognejsów bystrzyckich. Granitognejsy są lepiej odsłonięte i zajmują znaczną część badanego obszaru. Spotykany w ich obrębie kompleks łupków łyszczykowych występuje w postaci czterech stref zmiennej szerokości, ułożonych zgodnie z przebiegiem foliacji.

Kompleks łupków łyszczykowych wysunięty najbardziej ku południowemu zachodowi, określony jako strefa *Niemojów — Czerwony Strumień*, składa się z trzech oddzielnych soczewek, grubości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, poprzecinanych licznymi uskokami. Strefa ta w okolicy Czerwonego Strumienia ma przebieg południkowy, a ku północy przybiera stopniowo kierunek północno-zachodni, tak że w Niemojowie uzyskuje azymut około 300°. Wychodnie tej strefy tworzą zatem łuk wygięty ku północnemu wschodowi. Dokonane w obrębie serii łupków łyszczykowych i w przyległych

granitognejsach pomiary foliacji wykazują bieg zgodny z ułożeniem strefy, a upady skierowane do wnętrza łuku. Omawiany kompleks podścięła zatem granitognejsy położone na południowym zachodzie, a sam z kolei leży na granitognejsach otulających strefę Niemojów — Czerwony Strumień od północnego wschodu. Bliższe dane o wzajemnym stosunku łupków łyszczykowych i granitognejsów są trudne do osiągnięcia ze względu na słabe odsłonięcie terenu.

Obserwacje prowadzone w nielicznych odsłonięciach naturalnych i sztucznych oraz w zwierzelinie wskazują jednak na pewną odrębność omawianej strefy w stosunku do pozostałej masy łupków łyszczykowych na obszarze Gór Bystrzyckich. Uderza tutaj przede wszystkim bogactwo zjawisk tektonicznych, wyrażające się głównie intensywnym zmięciem kompleksu łupkowego w drobne izoklinalne fałdy. Bliższy opis tych drobnych form pochodzenia tektonicznego zostanie podany w następnym rozdziale. Tutaj należy tylko podkreślić, że mogły one powstać dzięki różnej plastyczności fałdujących się mas skalnych. Cienka wkładka łupków łyszczykowych, jaką jest strefa Niemojów — Czerwony Strumień, położona w obrębie granitognejsów odpornych na czynniki mechaniczne, była niewątpliwie miejscem szczególnie podatnym do rozładowań naprężeń spowodowanych ruchami fałdowymi.

Łupki te mogą stanowić strefę tektoniczną, wzdłuż której doszło do odklucia nadległej kry granitognejsowej. W podobny sposób zinterpretował przedłużenie tej strefy w głąb Czechosłowacji F. Pauk (1953) przypisując jej doniosłą rolę nie tylko w budowie Gór Orlickich i Bystrzyckich, ale i w budowie Sudetów Środkowych w ogóle. Tędy bowiem, jego zdaniem, przebiega potężna linia dyslokacyjna o amplitudzie rzędu 40 km, wzdłuż której nastąpiło przesunięcie płaszczowiny orlickiej ponad płaszczowiną Kłapacza. W skład tych jednostek, według F. Pauka, wchodzi metamorfik Gór Orlickich i Bystrzyckich oraz krystalinik grupy górskiej Śnieżnika.

Daleki jestem od tego rodzaju koncepcji, przeciwnie — nie widzę przekonywujących argumentów na przypisywanie tej lokalnej strefie tektonicznej znaczenia regionalnego.

Kompleks łupkowy Niemojów — Czerwony Strumień oraz przyległe do niego od południowego zachodu granitognejsy L. Sawicki (1958) zalicza do jednego elementu tektonicznego, Niemojów — Lesica, nie precyzując bliżej jego charakteru tektonicznego.

Kolejna strefa łupkowa *Gniewoszów — Kamieńczyk*, która znajduje się w środkowej i południowej części skartowanego obszaru, została przeze mnie szczegółowo opisana (Dumicz 1960).

Pominięcie tych obserwacji byłoby zawężeniem problematyki tektonicznej niniejszego opracowania, dlatego opis geologiczny tego kompleksu skalnego zostanie w pewnej mierze powtórzone.

Główna masa łupkowa strefy Gniewoszów — Kamieńczyk występuje w środkowej części badanego obszaru (okolice Różanki, Gniewoszowa, Poniatowa i Poręby). W części północno-zachodniej (okolice Poniatowa) przebiega ona mniej więcej równoleżnikowo i zapada ku południowi. Dalej ku południowemu wschodowi tworzy łagodny łuk. Początkowo ma kierunek NW—SE (okolice Gniewoszowa), a następnie przyjmuje kierunek południkowy z upadami skierowanymi ku zachodowi (okolice Różanki). Strefę tę na odcinku wschodnim obcina dyslokacja brzeżna rowu górnej Nysy, zaznaczona wychodniami osadów górnokredowych. W okolicy Kamieńczyka, w południowej części badanego obszaru, jeszcze raz pojawia się na powierzchni przedłużenie omawianej strefy. Tworzy ona tutaj wąski pas o przebiegu NNE—SSW z upadami skierowanymi ku WNW.

Kontakt opisanej strefy z granitognejsami otulającymi ją od południowego zachodu przedstawia się następująco:

Na odcinku północno-zachodnim (północno-wschodnie zbocze Czerńca) nie zaobserwowano żadnych zaburzeń tektonicznych. Pomiary foliacji w strefie granicznej obu zespołów skalnych są zgodne. Ponadto obserwowane tu erlany wykazują obecność blastów mikroklinu, co mogłoby wskazywać na wpływ procesów, którym granitognejsy bystrzyckie zawdzięczają swe powstanie.

Inaczej przedstawia się kontakt kompleksu łupkowego z granitognejsami na odcinku południowym (wschodnie zbocze Bochniaka). Tutaj daje się zauważyć, że w niektórych miejscach skały te są zaburzone tektonicznie. Uwiadczenia się to przez różnice w przebiegu foliacji kompleksu łupków łyszczykowych w stosunku do foliacji w granitognejsach. Również intersekcja (omawiana w następnym rozdziale) wydaje się przemawiać za tego rodzaju interpretacją.

Pozostaje do omówienia kontakt tej strefy z granitognejsami otulającymi ją od północy i od południowego wschodu.

W północnej części graniczy ona wzdłuż linii tektonicznej, z którą związane są kataklazyty, z granitognejsami wzgórza Jagodna. Dyslokację tę śledzić można tylko na niewielkim odcinku, na wschodzie jest ona bowiem częściowo przykryta osadami górnej kredy, a znaczna jej część biegnie poza granicę państwa polskiego.

Bieg foliacji w strefie granicznej obu kompleksów jest na ogół zgodny i wykazuje kierunek zbliżony do równoleżnikowego, z tym:

że granitognejsy zapadają ku południowi, a seria łupkowa, bezpośrednio na kontakcie, ku północy. W kierunku południowym zmienia ona stopniowo upad na południowy. Intersekcja wskazuje, że powierzchnia dzieląca omawiane utwory przebiega zgodnie z upadem foliacji granitognejsów. Przytoczone obserwacje pozwalają zinterpretować tę linię dyslokacyjną jako nasunięcie kompleksu łupków łyszczkowych na granitognejsy wzdłuż powierzchni pierwotnego kontaktu.

Również w okolicy Kamieńczyka kontakt omawianej strefy łupkowej z granitognejsami położonymi na południowym wschodzie ma charakter tektoniczny. Badania dokonane wzdłuż linii granicznej obu mas skalnych wykazały, że foliacja w łupkach łyszczkowych jest zgodna z przebiegiem dyslokacji, natomiast w granitognejsach układa się względem niej pod pewnym kątem. Dyslokacja ta znajduje również potwierdzenie w przebiegu struktur liniowych, które w kompleksie łupkowym zanurzają się ku SSW, a w granitognejsach ku NNE.

Opisany kompleks łupkowy według F. Pauka (1953) jest odpowiednikiem kompleksu łupkowego strefy Niemojów — Czerwony Strumień. Oddzielenie tych dwóch stref łupkowych nastąpiło według niego wskutek dyslokacji, którą prowadzi wzdłuż południowo-zachodniej granicy kompleksu łupkowego Gniewoszków — Kamieńczyk.

Strefa Gniewoszków — Kamieńczyk wraz z przylegającymi do niej od południowego zachodu granitognejsami zaliczana jest przez L. Sawickiego (1958) do jednostki tektonicznej Różanka — Kamieńczyk. Granitognejsy bystrzyckie natomiast, położone na południowy wschód od Kamieńczyka, wraz z granitognejsami i łupkami łyszczkowymi masywu kryształicznego Śnieżnika w okolicy Potoczka stanowią w jego interpretacji wspólny element tektoniczny Boboszków — Potoczek. L. Sawicki uważa zatem, że wspomniana wyżej jednostka stanowi ogniwo łączące Góry Bystrzyckie z krystalinikiem Śnieżnika.

Trzeci z kolei kompleks łupkowy, wydzielony pod nazwą strefy *Mostowice — Jagodna*, jest odmiennie zorientowany przestrzennie w stosunku do poprzednio opisanych kompleksów. Od wschodu (południowe zbocze wzgórza Jagodna) ma kierunek równoleżnikowy aż do miejscowości Rudawa, gdzie stopniowo przybiera kierunek północno-zachodni. Kierunek ten nie ulega zmianie aż do Mostowic, gdzie następuje całkowite wyklinowanie kompleksu. Strefa ta przebiega również w formie łuku, który wygięty jest ku południowemu zachodowi, tj. w kierunku przeciwnym niż łuki dwu

poprzednio opisanych stref. Foliacja układa się tutaj zgodnie z łukowatym przebiegiem omawianej strefy i zapada na zewnątrz łuku. Charakterystyczna dla tego kompleksu jest zmiana wielkości kąta upadu foliacji. W części wschodniej wynosi on około 45° , w kierunku północno-zachodnim zaś maleje do 20° .

Wyznaczenie granic strefy *Mostowice — Jagodna* nastroczało wiele trudności podczas prac kartograficznych. Pomijając słabe odsłonięcie terenu należy stwierdzić, że utwory tej strefy nie przedstawiają typowych odmian skalnych charakterystycznych dla pozostałej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. W strefie kontaktowej serii łupkowej i granitognejsów obserwuje się stopniowe przejścia jednych w drugie. Strefa skał przejściowych, szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, zawiera cienkie pakiety zarówno granitognejsów jak i łupków łyszczkowych. Wydzielony na mapie geologicznej kompleks łupkowy nie obejmuje skał typu przejściowego, które włączone zostały do granitognejsów bystrzyckich. Charakterystyczną cechą tej strefy jest wyraźnie zaznaczona tekstura kierunkowa granitognejsów przeciekowych. Ten typ skały powstał tutaj przy współudziale silnych ruchów dyferencjalnych, w wyniku których doszło do rotacyjnych przemieszczeń agregatów mineralnych, co można obserwować w płytkach cienkich (struktury helicytowe).

Z przedstawionego opisu wynika, że omawiana seria łupkowa wykazuje ścisły związek z otulającymi ją granitognejsami, na co wskazuje obecność skał przejściowych. Zaznacza się też tutaj strefa wyraźnego rozładowania naprężeń tektonicznych, o czym świadczy znów obecność granitognejsów przeciekowych.

W świetle tych obserwacji stosunek serii łupkowych do przyległych granitognejsów przedstawia się następująco:

Seria łupkowa ząbeiała się pierwotnie z masą granitognejsową tworząc ostatecznie kompleks łupkowo-granitognejsowy. Przy wzmagających się ruchach fałdowych był on predysponowany do daleko idących przemieszczeń międzylaminowych. W konsekwencji tego procesu doszło do powstania tekstur przeciekowych. W tych warunkach istniała również możliwość tektonicznego sfałdowania.

Inny pas łupków znany jest z północno-wschodniej części badanego obszaru. Wydzielono go pod nazwą strefy *Równi Łomnickiej*. Zasięg tej strefy trudny jest do ustalenia.

W jej obrębie występują granitognejsy o szerokości około 0,5 km ciągnące się w kierunku północno-zachodnim na przestrzeni 7 km. Pozostają one prawdopodobnie w ścisłym związku z otaczającymi je łupkami łyszczko-

wymi. Jak zaznaczono w poprzednim rozdziale, strefa łupkowa Równi Łomnickiej wraz z występującymi w niej granitognejsami różni się od innych części metamorfiku Gór Bystrzyckich zawartością niebieskiego kwarcu. Bez względu na to, czy minerał ten znajdował się pierwotnie w serii łupkowej, a następnie został odziedziczony przez granitognejsy, czy też powstał w wyniku procesów metamorfizmu, którym te ostatnie zawdzięczają swoje powstanie — obecność jego nie pozwala traktować partii kontaktowej tych dwu odmian skalnych jako strefy tektonicznej o szerszym zasięgu.

Na granicy kompleksu łupkowego z granitognejsami obserwuje się różne zjawiska. W południowej części wsi Wójtowice, na prawym brzegu Bystrzycy, widoczne jest kilkakrotne przeławianie granitognejsów z paragnejsami. Skały te przechodzą stopniowo jedne w drugie. Utwory te wykazują ponadto objawy tektonicznego zaangażowania, co uwidacznia się zatarciem foliacji i pojawieniem się tekstur pręcikowych.

Inne zjawiska obserwowano w północnej części omawianych granitognejsów. Na kontakcie z kompleksem łupkowym występuje tutaj szeroka strefa (ponad 100 m) skał typu przejściowego. W części południowej natomiast na kontakcie granitognejsów z kompleksem łupkowym występują często gnejsy aplitowe oraz małe pakiety kataklazytów przebiegające najczęściej ukośnie względem foliacji.

Przytoczone obserwacje zdają się wskazywać, że seria łupkowa pozostawała pierwotnie w ścisłym związku z granitognejsami. Nie zdołały go zatrzeć ruchy fałdowe, które spowodowały w granitognejsach kataklazę, widoczną głównie w mikroskopie.

W południowo-zachodniej części omawianej strefy seria łupkowa kontaktuje z granitognejsami tworzącymi potężną masę w okolicy wzgórza Jagodna. Strefa kontaktowa tych skał widoczna jest tylko w Młotach, na pozostałym obszarze bowiem przykrywa ją kompleks osadów górnej kredy. W zachodniej części Młotów przebiega ona równoleżnikowo wzdłuż dyslokacji młodosańskich, która powoduje lokalne zaburzenia tektoniczne. W środkowej części wsi granica serii łupkowej z granitognejsami nie jest zakłócona pokredowymi ruchami tektonicznymi. Badania prowadzone w strefie granicznej, dobrze odsłoniętej w prawym zboczu doliny Bystrzycy, wskazują raczej na pierwotny związek serii łupkowej z granitognejsami. W ich obrębie obserwuje się bowiem zgodny przebieg foliacji oraz brak zaburzeń tektonicznych. Poza tym granitognejsy przylegające do serii łupkowej i w jej pobliżu wykazują znaczne zubożenie w łyszczyki i mają strukturę

drobnoziarnistą, przechodząc miejscami w odmiany aplitowe.

Na zakończenie opisu strefy łupkowej Równi Łomnickiej należy wspomnieć, że pomierzona w niej foliacja ma bieg północno-zachodni i upad skierowany ku południowemu zachodowi. Seria łupkowa zapada więc pod granitognejsy otulające ją od południowego zachodu.

Wydzielone cztery kompleksy łupków łyszczykowych, jak wynika z ich opisu i załączonej mapy geologicznej, oddzielone są granitognejsami, których partie brzeżne zostały opisane przy charakterystyce kompleksu łupkowego. Centralne ich wystąpienia reprezentują na ogół odmiany gruboziarniste, w obrębie których stwierdzono w dwu przypadkach (okolica wzgórza Jagodna i wsi Lesicy) utwory wydzielone pod nazwą granitognejsów o słabo widocznej teksturze kierunkowej.

FOLIACJA I ZŁUPKOWANIE SPEKANIOWE ORAZ DROBNE STRUKTURY LINIJNE POCHODZENIA TEKTONICZNEGO

Studium nad tymi elementami w powiązaniu z obserwacjami geologicznymi stwarza dość szerokie możliwości interpretacji tektonicznej serii metamorficznych. Dlatego serie te były przedmiotem badań terenowych, zwłaszcza że region Gór Bystrzyckich nie ma ustalonej stratygrafii i nie należy do obszarów o prostej tektonice. Należy zaznaczyć, że pomiary foliacji, złupkowania spekania i struktur liniowych nie były równomiernie wykonane na całym obszarze. Stopień odsłonięcia terenu jest bowiem bardzo różny, a zarówno foliacja jak i złupkowanie spekania oraz struktury liniowe rozmieszczone są nierównomiernie.

Foliacja i złupkowanie spekania

Foliacja. Termin foliacja, odnoszony do skał metamorficznych w literaturze polskiej, jest odpowiednikiem angielskiego *flow cleavage* (Shrock 1948, Billings 1946) i rosyjskiego *kliważ tieczenijsa* (Bielousow 1945, Ażgirej 1956, Nikołajew 1957). Foliacja według powszechnie panujących poglądów (Billings 1946, Nikołajew 1957) rozwija się zgodnie z płaszczyzną wyznaczoną przez koordynaty strukturalne *a* i *b*. W pewnych warunkach geologicznych w płaszczyźnie *ab* najłatwiej rozwijają się zjawiska translacji i rekrytalizacji.

Wspólną cechą foliacji w krystalniku bystrzyckim jest jej zgodny bieg z rozprzestrzenieniem poszczególnych odmian litologicznych tego regionu. Oczywiście wyklucza się tutaj granice dyslokacyjne, zwłaszcza związane z tektoniką młodosańską.

Przebieg foliacji śledzony od północno-zachodniej części badanego obszaru ku południowi przedstawia się następująco (tabl. II):

W okolicy wzgórza Biesiec, w granitognejsach wysuniętych najbardziej ku północy foliacja ma przebieg $190-200^\circ$ i zapada pod kątem $20-35^\circ$ ku północnemu zachodowi. Dalej ku południowi przybiera położenie południkowe, we wsi Młoty stopniowo uzyskuje bieg południowo-wschodni, a dalej w okolicy Rudawy i Jagodnej równoleżnikowy. Tej zmianie biegu foliacji na omawianym odcinku towarzyszy zmiana jej upadu na coraz bardziej stromy, $35-50^\circ$ ku południowi.

W kompleksie łupkowym strefy Gniewoszów — Kamieńczyk, w okolicy Poniatowa i Poręby foliacja przebiega prawie równoleżnikowo. Upad jej w strefie granicznej z granitognejsami położonymi na północy skierowany jest ku północnemu wschodowi, a ku południowi stopniowo zmienia się na południowo-zachodni. W tym kierunku zmienia się również bieg foliacji. Przybiera ona kierunek południkowy z upadem ku zachodowi (okolice Różanki), a następnie południowo-zachodni z upadem ku północnemu zachodowi (okolice Kamieńczyka).

Nieco inaczej układa się foliacja w granitognejsach położonych na południowy wschód od Kamieńczyka. Tutaj biegnie ona łagodnym łukiem wygiętym ku północy i zapada również w tym kierunku.

Kompleks łupkowy Równi Łomnickiej charakteryzuje się północno-zachodnim biegiem foliacji ze zmiennym upadem ku południowemu zachodowi.

Ogólnie rzecz biorąc foliacja krystaliniku Gór Bystrzyckich swoim przebiegiem wyznacza literę S ustawioną mniej więcej południkowo. Od ułożenia tego odbiega nieco foliacja w granitognejsach położonych na południowy wschód od Kamieńczyka oraz w strefie kompleksu łupkowego Równi Łomnickiej.

Poza orientacją przestrzenną foliacji na uwagę zasługuje również sposób jej wykształcenia.

W kompleksie suprakrystalnym foliacja najlepiej uwidacznia się w łupkach łyszczkowych, dzięki obfitości minerałów blaszkowych. Często jest ona tutaj wtórnie zatarta przez pojawienie się struktur liniowych (gufraży i drobnych sfałdowań) oraz przez lokalne nakładanie się złupkowania spękaniaowego.

W skałach typu paragnejsowego foliacja zaznacza się mniej wyraźnie i jest często zakłócona lub częściowo zatarta procesami feldspatyzacji. W amfibolitach, wapieniach krystalicznych i kwarcytach jest ona również bardzo słabo zachowana i niejednokrotnie zaburzona tektonicznie. Wśród granitognejsów jedynie odmiany laminowo-oczkowe wykazują dosyć wy-

rażną foliację. W granitognejsach pręcikowych natomiast została ona zupełnie zniszczona przez tekstury liniowe, a w odmianach o słabo widocznej teksturze kierunkowej zachowana jest tylko fragmentarycznie.

Złupkowanie spękaniaowe. Termin ten został wprowadzony do literatury polskiej przez H. Teisseyre'a (1957) i jest odpowiednikiem *fracture cleavage* R. R. Shrocka (1948) i *kliwaža skolženija* W. A. Nikołajewa (1957).

Pod pojęciem złupkowania spękaniaowego rozumie się kliważ w obrębie warstwy lub serii powstały podczas ruchów fałdowych w wyniku działania pary sił. Ten typ złupkowania w elipsoidzie deformacji pokrywa się z płaszczyzną ścinania, którą wyznacza oś *b*, a teoretycznie punkt środkowy między biegunami osi *a* i *c*.

Badania prowadzone nad złupkowaniem spękaniaowym są o tyle ważne, że wnoszą szereg elementów, którymi można posługiwać się zarówno przy rozważaniach stratygraficznych jak i tektonicznych. Na badanym obszarze złupkowanie spękaniaowe występuje bardzo rzadko i nie zawsze jest dobrze zachowane.

Złupkowanie spękaniaowe w krystaliniku Gór Bystrzyckich zauważyłem jedynie w kompleksie łupkowym. W obrębie granitognejsów z tym typem złupkowania nie zetknąłem się.

W strefie łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień złupkowanie spękaniaowe zostało stwierdzone w dwu blisko siebie położonych odsłonięciach nieopodal szosy wiodącej z Różanki do Niemojowa. Zaznacza się ono w odmianach łupków z wyraźnymi laminami minerałów leukokratycznych. Lamin są wygniecione i ułożone w drobne izoklinalne fałdki o bardzo małej amplitudzie. Złupkowanie spękaniaowe na skrzydłach tych fałdków jest zgodne z przebiegiem lamin leukokratycznych, a w strefach skrętów antyklinalnych i synklinalnych układa się względem nich ukośnie. Płaszczyzny złupkowania wykazują bieg w granicach 150° i upad około 30° ku południowemu zachodowi. Linie przecięcia się złupkowania z foliacją wyznaczone tu są przez przeguby wspomnianych fałdków o kierunku $190/15^\circ$. Foliacja ze względu na jej wtórne intensywne sfałdowanie nie da się bezpośrednio odczytać. Dopiero po rozwinięciu zgufrowanej płaszczyzny można otrzymać w przybliżeniu pierwotne ułożenie foliacji. Powstała w ten sposób płaszczyzna ma tutaj azymuty zbliżone do kierunku południkowego i zapada pod kątem około 50° ku zachodowi.

Płaszczyzny złupkowania spękaniaowego i foliacji mają zbliżony bieg o kierunku północno-zachodnim do południkowego i zapadają w przybliżeniu ku południowemu zachodowi i zachodowi, lecz pod różnymi kątami. Kąt

upadu foliacji jest większy o około 20° od kąta upadu złupkowania.

Tak zorientowane względem siebie płaszczyny złupkowania i foliacji, w obrębie danej serii skalnej, rozpatrywane według klasycznych wzorów świadczą o odwróceniu tej serii. Wiadomo jednak z pracy H. Teisseyre'a (1959), że odkształcenia mechaniczne w krystalniku złożonym ze skał o różnej plastyczności mogą odbiegać daleko od schematów książkowych. Dlatego też w omawianym przypadku poprawniej będzie mówić o serii skalnej, która wykazuje ruch względny w kierunku zbliżonym do południowo-zachodniego.

W strefie Gniewoszków — Kamieńczyk złupkowanie spękania obserwowane w dwu odsłonięciach łupków łyszczkowych, z których jedno położone jest na zachód od Gniewoszowa, przy szosie z Gniewoszowa do Domaszkowa, drugie znajduje się w pobliżu cmentarza w Różance. W obu przypadkach linia przecięcia się płaszczyny złupkowania z płaszczyną foliacji pokrywa się z liniowym przebiegiem zmarszczek i gufrażu, znajdujących się na powierzchni foliacji.

Przebieg złupkowania spękania w stosunku do foliacji zarówno w Różance jak i w Gniewoszowie świadczy o tym, że serie skalne, w obrębie których śledzono te dwa elementy, wykazują przemieszczenie w kierunku zbliżonym do zachodniego.

W strefie łupkowej Równi Łomnickiej pomiary złupkowania spękania wykazują dużą zmienność: od kierunków południkowych do północno-zachodnich, jednak nigdzie nie udało się stwierdzić ich wzajemnego przecinania się, jak to ma miejsce w przypadku osi struktur liniowych, które zostaną omówione w następnym rozdziale.

Złupkowanie jest tutaj zorientowane w stosunku do foliacji w ten sposób, że wskazuje na zachodnie bądź południowo-zachodnie przemieszczenie mas skalnych.

Drobne struktury liniowe

Poza foliacją i złupkowaniem spękania w Górach Bystrzyckich rozpowszechnione są również struktury liniowe tektonicznego pochodzenia. Ten typ struktur był przedmiotem licznych publikacji, zwłaszcza w literaturze anglosaskiej. Wyczerpujące zestawienie elementów liniowych daje E. Cloos (1946), wyróżniając wśród nich kilka typów genetycznych. Zwraca on uwagę, że struktury te w większości przypadków układają się zgodnie z osią *b* elipsoidy deformacji, mogą jednak przebiegać równoległe do osi *a*, tj. do kierunku transportu tektonicznego.

Wśród drobnych struktur liniowych krystal-

niku bystrzyckiego została wyróżniona lineacja, fałdki ciągnięte i drobne fleksury. Z obszaru południowego elementy te zostały już wcześniej opisane i zinterpretowane (Dumicz 1960). Dalsze badania prowadzone w północnej części omawianego obszaru i obserwacje uzupełniające w jego części południowej pozwoliły wejść głębiej w problematykę struktur liniowych.

Lineacja. Ten typ drobnych struktur jest szeroko rozpowszechniony w krystalniku bystrzyckim i występuje zarówno w kompleksie łupkowym, jak i w granitognejsach. Sposób wykształcenia lineacji jest wyraźnie zróżnicowany, od kierunkowo wydłużonych minerałów (łyszczyki) do przeciekowych tekstur o widocznych cechach przemieszczeń rotacyjnych. Ponadto lineacja objawia się w mniej lub bardziej wyraźnym zmarszczkowaniu i zgufowaniu powierzchni foliacji, gdzie nie zawsze obserwuje się kierunkowe ułożenie minerałów. Gufraż i zmarszczki podkreślone są często złupkowaniem spękania. Ten typ lineacji i towarzyszące mu złupkowanie wydaje się pochodzić z tego samego okresu przeobrażeń tektonicznych.

Jak wykazały badania terenowe, gufraż i zmarszczki są charakterystyczne dla kompleksu łupkowego, tekstury przeciekowe — dla granitognejsów, kierunkowe ułożenie minerałów natomiast spotyka się we wszystkich odmianach skał krystalicznych Gór Bystrzyckich.

Orientacja przestrzenna omówionych struktur nie jest zdecydowana jednolita. Zmienny przebieg lineacji, jak zaobserwowano, nie jest przywiązany ani do poszczególnych jej typów ani też do litologicznych odmian skał. Wyjątek stanowią tutaj skały wydzielone pod nazwą granitognejsów o słabo widocznej teksturze kierunkowej. Nawet w jednej odkrywce obserwuje się dużą zmienność w przebiegu lineacji. Jako przykład służyć może skałka zbudowana z granitognejsów, znajdująca się po stronie czeskiej, tuż przy granicy państwa polskiego w pobliżu Lesicy. Śledzone tu struktury liniowe zmieniają się w azymutach różniących się nawet o 45° .

Najogólniej na badanym obszarze można wydzielić dwa systemy struktur liniowych: *południkowy* i *północno-zachodni* (tabl. II). W kilku odsłonięciach naturalnych i sztucznych obserwowano krzyżowanie się tych struktur.

Południkowy system lineacji zaznacza się ze zmiennym natężeniem we wszystkich odmianach litologicznych metamorfiku Gór Bystrzyckich i reprezentowany jest przez wszystkie omówione typy struktur liniowych. Ich przebieg (nie zakłócony ruchami pokredowymi) obserwowany od północy badanego obszaru ku południowi daje następujący obraz:

W okolicy wzgórza Biesiec i Kłobuk oraz w miejscowości Lasówka lineacja ma kierunek zbliżony do południkowego i zanurza się ku północy pod kątem 5—15°. Ku południowi, w okolicy Piaskowic i Mostowic, nie zmieniając biegu układa się poziomo. Dalej na południowy wschód omawiane struktury przybierają kierunek 170—180°. W okolicy Rudawy i Poręby natrafiają na łukowe wygięcie foliacji z kierunku południkowego na zbliżony do równoleżnikowego, z upadem ku południowi. Lineacja tworzy tutaj z foliacją kąt zbliżony do 90°, przez co wzrasta jej kąt zanurzania się ku południowi, osiągając 20—40°. Lineacja śledzona w dalszym ciągu ku południowi wykazuje stopniową zmianę kierunku poprzez azymuty 180, 190, 200, do 215° w okolicy Kamieńczyka. Tej zmianie kierunku lineacji towarzyszy zmiana jej kąta nachylenia na coraz to mniejszy, tak że w okolicy położonej między Czerwonym Strumieniem a Kamieńczykiem wynosi on zaledwie 5°.

W granitognejsach występujących na południowy wschód od Kamieńczyka struktury linijskie przybierają azymuty 10—20° i zanurzają się pod kątem 20—60° ku północnemu wschodowi, t.j. w kierunku przeciwnym niż lineacja w przylegającym od zachodu kompleksie łupkowym i w granitognejsach okolicy Czerwonego Strumienia.

Lineacja w północno-zachodniej części metamorfiku Równi Łomnickiej zanurza się pod kątem 10—20° w kierunku północnym, a ku południowi przechodzi bez wyraźnej zmiany kierunku w położenie poziome, a następnie zapada ku południowi pod kątem 5—20°.

Przedstawiona orientacja przestrzenna południkowego systemu struktur linijskich i stosunek ich do foliacji wnosi szereg bardzo istotnych elementów dla interpretacji tektonicznej tego regionu. Dzięki nim została stwierdzona (Dumicz 1960) podłużna dyslokacja biegnąca między granitognejsami bystrzyckimi, położonymi na południowy wschód od Kamieńczyka, a przylegającą do nich od zachodu strefą łupkową. Jako potwierdzenie tego przytoczę fakt, że lineacja w strefie łupkowej zapada w przeciwnym kierunku niż w przyległych granitognejsach.

Stosunek lineacji do foliacji w okolicy Rudawy i Poręby świadczy (Dumicz 1960) o przebudowie tektonicznej tego obszaru.

Struktury linijskie w granitognejsach położonych na północ od Mostowic zanurzają się ku północy, a na południe od tej miejscowości ku południowi, co wskazuje na istnienie poprzecznie przebiegającej elewacji w obrębie krystalicznych serii skalnych (tabl. II).

Drugi system struktur linijskich, określony jako *północno-zachodni*, w przeciwieństwie do

poprzednio opisanego, jest formą tektoniczną rzadko spotykaną. Ponadto występuje on głównie w serii łupkowej i wykształcony jest przede wszystkim jako gufraż, rzadziej zaś reprezentują go linijskie wyciągnięte minerały. W granitognejsach system ten zaznacza się sporadycznie w formie słabo widocznych, drobnych, kierunkowo wyciągniętych jasnych łyszczków, obserwowanych na powierzchni lamin skałeniowo-kwarcowych i biotyto-muskowitowych.

Struktury linijskie północno-zachodniego systemu nie są w ogóle reprezentowane w południowej części krystaliniku bystrzyckiego. W jego części środkowej (okolice Gniewoszowa i Poniatoła) spotyka się je bardzo rzadko. Dopiero w metamorfiku Równi Łomnickiej występują one dość często, zwłaszcza w okolicy Młotów i Nowej Bystrzycy. Ponadto spotkano je w granitognejsach, z których zbudowane jest północne zbocze wzgórza Jagodna, mianowicie w łomie znajdującym się we wsi Spalona oraz we wkopie położonym niedaleko od tej miejscowości.

Orientacja przestrzenna tego systemu jest w zasadzie dość jednolita. Ma on kierunek północno-zachodni i zanurza się w tym kierunku pod kątem 5—20°. Wyjątek stanowią nieliczne struktury obserwowane w okolicy Gniewoszowa. Nie zmieniając biegu zapadają one ku południowemu wschodowi, co zostało wywołane zmianą biegu foliacji, która tu właśnie układa się prawie równoleżnikowo i zapada ku południowi.

Stosunek, w jakim pozostają względem siebie omówione dwa systemy linijskie, był możliwy do prześledzenia jedynie tam, gdzie struktury te przecinały się na jednej i tej samej płaszczynie foliacji.

W obrębie łupków łyszczkowych ze zjawiskiem tym zetknąłem się w kilku miejscach, mianowicie we wsi Gniewoszów (strefa łupkowa Gniewoszów — Kamieńczyk) oraz w okolicy wsi Wyszki, Młoty i Szczawina (strefa łupkowa Równi Łomnickiej). Na ogół system linijski oznaczony jako południkowy reprezentowany jest tutaj przez kierunkowo ułożone minerały, zwłaszcza łyszczki, północno-zachodni zaś wykształcony jest w formie gufrażu, w którym biorą udział ukierunkowane minerały systemu pierwszego.

Obserwacje te pozwalają zinterpretować południkowy system linijski jako starszy od systemu północno-zachodniego.

Często jednak spotyka się te dwa systemy linijskie wykształcone bądź jako gufraż, bądź w formie kierunkowo ułożonych minerałów, przy czym w miejscu przecięcia się struktury te są bardzo niewyraźne, co nie pozwala określić ich wzajemnego stosunku wiekowego.

W gnejsach bystrzyckich (łom w Spalanej) również obserwowano krzyżującą się lineację. System południkowy jest tutaj bardzo wyraźnie zaznaczony przez linijne wyciągnięcie agregatów skaleniowo-kwarcowych. Łyszczyki układają się tutaj także kierunkowo, zgodnie z elongacją agregatów leukokratycznych. Nałożony na te struktury system północno-zachodni, widoczny tylko na niektórych płaszczyznach foliacji, reprezentowany jest zarówno przez gufraż jak i kierunkowo wydłużone jasne łyszczyki. Gufraż zaznacza się przede wszystkim na laminach biotytowych i tworzy bardzo subtelne zmarszczki rzędu dziesiątych części milimetra. Zmarszczkom tym towarzyszą często, zgodnie z nimi ułożone, drobne łyszczyki jasne, które również spotyka się na powierzchniach lamin, oczek, słojów i przeciekowych agregatów skaleniowo-kwarcowych.

Jak wynika z przedstawionego wyżej opisu, również i tutaj południkowy system struktur linijnych jest starszy od systemu północno-zachodniego.

Analizując te dwa systemy linijne pod względem sposobu wykształcenia, rozmieszczenia, orientacji przestrzennej i wzajemnego stosunku oraz częstości występowania w poszczególnych odmianach skalnych metamorfiku Gór Bystrzyckich, dochodzi się do następujących wniosków:

1. Lineacja południkowa jest starsza od lineacji północno-zachodniej, na co wskazuje przede wszystkim zdeformowanie struktur linijnych pierwszego systemu przez gufraż należący do systemu drugiego.

2. Środowiska fizyczne, w jakich powstały omawiane dwa systemy struktur linijnych, były bardzo do siebie zbliżone. Świadczy o tym podobne wykształcenie form, jakie one reprezentują.

3. Różne było natomiast, jak należy przypuszczać, natężenie ruchów tangencjalnych, w wyniku których doszło do powstania tych struktur. System południkowy, zaznaczający się wyraźnie zarówno w kompleksie łupkowym jak i w granitognejsach, musiał powstać w wyniku znacznie silniejszych rozładowań naprężeń tektonicznych niż system północno-zachodni występujący prawie wyłącznie w kompleksie łupków łyszczykowych.

4. Ruchy tektoniczne, w wyniku których powstał południkowy system linijny, działały na całym obszarze metamorfiku bystrzyckiego z jednakowym nasileniem. Przemawiają za tym regionalnie rozpowszechnione struktury związane z tym systemem. Rozmieszczenie struktur linijnych systemu północno-zachodniego świadczy o tym, że ruchy tektoniczne, z którymi związane było ich powstanie, zaznaczyły

się głównie w północno-wschodniej części regionu bystrzyckiego, a w kierunku południowym natężenie ruchów malało.

Z opisu lineacji i przedstawionych wniosków wynika, że wydzielone dwa systemy struktur linijnych nie są równowiekowe. Powstaje jednak pytanie, czy należy je wiązać z dwiema różnymi fazami górotwórczymi. Jak można wnioskować z niektórych obserwacji polowych, nie jest to konieczne. Zbliżony charakter gufrażu obu tych systemów mógł powstać jedynie w podobnych środowiskach fizycznych, co z kolei może sugerować, że powstały one w jednej fazie górotwórczej.

Można by dalej wnioskować, że faza orogeniczna, z którą są one związane, składała się z dwu impulsów. Pierwszy był wywołany kompresją równoleżnikową, drugi zaś kompresją o kierunku NE—SW. Impuls pierwszy doprowadził do powstania południkowego systemu linijnego, drugi natomiast wytworzył system północno-zachodni.

Fałdki ciągnione. Ten typ drobnych struktur jest znacznie mniej rozpowszechniony w metamorfiku Gór Bystrzyckich niż lineacja. Wykazuje on pewne zróżnicowanie polegające na zmiennej wielkości poszczególnych fałdków. Wszystkie struktury tego rodzaju począwszy od wielkości milimetrowych, aż do metrowych włącznie, mają ten sam charakter budowy (Dumicz 1960). Co więcej — wykazują one ścisły związek z lineacją, wyrażający się przede wszystkim zgodnym przebiegiem osi tych struktur. Ponadto nigdzie nie zaobserwowano ostrej granicy między drobnymi fałdkami ciągnionymi a gufrażem, który jest końcowym efektem drobnego i silnego zmięcia lamin. Przeciwnie — struktury te śledzone w przekroju poprzecznym do ich przebiegu wykazują stopniowe przejście jednych w drugie. Tego rodzaju zjawisko przemawiałoby za wspólną genezą i wiekiem drobnej lineacji i fałdków ciągnionych.

Orientacja przestrzenna fałdków ciągnionych, w świetle przedstawionych obserwacji, powinna być zgodna z przebiegiem lineacji. Istotnie, napotkane w terenie fałdki ciągnione układają się zgodnie z lineacją i podobnie jak ona tworzą dwa systemy — południkowy i północno-zachodni.

System *południkowy* omawianych struktur zaznacza się głównie w utworach skalnych należących do kompleksu łupkowego. Wyjątek stanowią dwa miejsca występowania fałdków ciągnionych stwierdzone w granitognejsach bystrzyckich, z których pierwsze położone jest na południowy wschód od Kamieńczyka, drugie zaś znajduje się w okolicy Gniewoszowa.

Spśród wydzielonych kartograficznie stref

łupkowych, tylko dwie wykazują obecność fałdków ciągnionych należących do systemu południkowego. Są to: strefa Gniewoszków — Kamieńczyk oraz strefa Równi Łomnickiej.

Pierwsza z nich w okolicy Rudawy, a więc na pograniczu z granitognejsami bystrzyckimi otulającymi ją od północnego wschodu, wykazuje szereg fałdków ciągnionych obalonych ku wschodowi. W okolicy Różanki i Gniewoszowa natomiast omawiana strefa łupkowa, w sąsiedztwie granitognejsów otaczających ją od południowego zachodu, charakteryzuje się fałdkami ciągnionymi obalonymi ku zachodowi.

Od tej reguły odbiegają fakty stwierdzone w jednym z kamieniołomów w Różance. Występujące tutaj liczne drobne fałdki ciągnięte w obrębie łupków łyszczykowych, leżących na wapieniach krystalicznych, obalone są ku wschodowi, tj. w kierunku przeciwnym niż pozostałe tego typu struktury występujące w południowo-zachodniej części omawianej strefy.

Z poczynionych obserwacji wynika, że fałdki ciągnięte wskazują na wschodni kierunek przemieszczeń mas skalnych strefy łupkowej Gniewoszków — Kamieńczyk w stosunku do sąsiadujących z nią niżej i wyżej leżących granitognejsów.

Analogiczne zjawisko spotyka się na granicy wapieni krystalicznych i łupków łyszczykowych. Fałdki ciągnięte wskazują tutaj na wschodni kierunek ruchu wapieni krystalicznych w stosunku do otaczających łupków łyszczykowych.

W strefie Gniewoszków — Kamieńczyk obserwuje się zatem względne przemieszczenie mas skalnych ku wschodowi, przy czym w ruchu tym wapienie krystaliczne wyprzedzają łupki łyszczykowe, a te z kolei granitognejsy.

Zgodnie z klasycznymi wzorami rozpatrywania drobnych struktur tektonicznych omawianą strefę łupkową można zinterpretować dwojako, w zależności od wergencji mas skalnych na tym obszarze.

Jeśli przyjmie się za O. Kodymem i J. Swoobodą (1948), że na obszarze Gór Bystrzyckich istnieje zachodnia wergencja mas skalnych, to wówczas kompleks łupków łyszczykowych z opisanymi fałdkami ciągnionymi należałoby traktować jako jądro fałdu nasuniętego ze wschodu z zanurzającym się skrzyżowaniem, a granitognejsy otulające tę strefę znajdowałyby się wówczas w synklinach. Taki obraz tektoniczny jest bardzo skomplikowany i niejasny.

Przy przyjęciu, za F. Paukiem (1953), wergencji wschodniej otrzymamy obraz budowy geologicznej badanego obszaru znacznie prostszy i bardziej zrozumiały. W ujęciu tym omawiana strefa łupków łyszczykowych leżałaby

w synklinie, a otulające ją granitognejsy tworzyłyby partie antyklinalne (Dumicz 1960).

Pogląd ten podtrzymuję, z tym tylko że powstanie omawianych form tektonicznych łączę teraz głównie z procesami wgłębnymi, które doprowadziły do powstania mas skalnych określanych jako granitognejsy bystrzyckie. Fałdki ciągnięte natomiast, jako elementy wtórne, związane z późniejszym fałdowaniem, wskazują jedynie na specyficzny mechanizm odkształceń skał o różnej plastyczności.

Szczegóły tak pojętej tektoniki zostaną omówione po przedstawieniu obserwacji całości drobnych struktur znanych z metamorfiku bystrzyckiego.

Kolejny kompleks łupkowy, w którym zaznaczają się fałdki ciągnięte, należy do strefy Równi Łomnickiej.

System południkowy tych drobnych struktur obserwowałem w środkowej części wsi Młoty, w pobliżu granitognejsów otulających omawianą strefę od południowego zachodu, oraz w okolicy wsi Wyszki, gdzie trudno jest mówić o ich stosunku do przyległych skał infrakrystalnych, gdyż te ostatnie pokryte są płaszczem utworów górnokredowych.

W jednym i drugim przypadku fałdki ciągnięte układają się zgodnie z przebiegiem innych rodzajów lineacji i są obalone ku zachodowi. Układ fałdków ciągnionych we wsi Młoty potwierdza wschodni ruch mas skalnych serii łupkowej w stosunku do granitognejsów. W okolicy wsi Wyszki, ze względu na brak utworów granitognejsowych, nie można uzyskać materiałów potwierdzających czy też przeczących tej interpretacji.

Na zakończenie opisu fałdków ciągnionych systemu południkowego należy wspomnieć jeszcze o strefie łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień. Napotkane tutaj drobne sfałdowania w formie zmarszczek i gufrażu w wyraźnie zaznaczonej asymetrii świadczą również, że seria łupkowa przesunęła się podczas fałdowań względem nadległych granitognejsów ku wschodowi.

Fałdki ciągnięte systemu *północno-zachodniego* zanotowałem jedynie w kompleksie łupkowym strefy Równi Łomnickiej w okolicach wsi Wyszki, Nowa Bystrzyca, Młoty i Szczawina. Wszędzie przebiegają one zgodnie z gufrażem skośnym do dużych struktur i bez wyjątku obalone są ku południowemu zachodowi.

Drobne fleksury. Struktury te były przedmiotem moich badań (Dumicz 1960) w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Obserwacje prowadzone w północnej części tego regionu nie wnoszą nowego materiału, a potwierdziły jedynie spostrzeżenia poczynione w części południowej. Struktury te mają bu-

dowę typowo fleksuralną. Ich stoki fleksuralne mają minimalną szerokość (nie przekraczają 2 cm) i są dość często podkreślone pęknięciem. Mechanizm tworzenia się struktur fleksuralnych jest zapewne zbliżony do mechanizmu powstawania fałdków ciągnionych. Różne były natomiast środowiska fizyczne, w jakich się one kształtowały. Drobne fleksury rozwijały się zapewne w strefie płytszej, o znacznie mniejszym ciśnieniu nadkładu, w której skały łupkowe zachowywały się jak masy dość sztywne.

Drobne fleksury na terenie Gór Bystrzyckich są bardzo rozpowszechnione. Spotyka się je zarówno w kompleksie łupków łyszczykowych jak i w granitognejsach. Przebiegają one mniej więcej równoleżnikowo z upadem osi skierowanym ku zachodowi, pod kątem zmiennym 5—60°, w zależności od nachylenia płaszczyzny foliacji, a ich stoki fleksuralne zawsze zwrócone są ku południowi. Tak zorientowane drobne fleksury mogły powstać jedynie w fazie górotwórczej wywołanej kompresją południkową. Należy jeszcze dodać, że są one młodsze od obu systemów struktur liniowych, gdyż jedno i drugie są przez nie zdeformowane.

Na terenie Gór Bystrzyckich spotyka się lokalnie struktury liniowe przebiegające zgodnie z osiami fleksur, lecz czasowo i genetycznie różne.

Zauważyłem je mianowicie w strefie łupkowej Gniewoszów — Kamieńczyk na powierzchniach foliacji w formie zaznaczonych słabo zgrubień o liniowym przebiegu. Określenie ich wieku jest trudne. W każdym razie nie przypominają one niczym występujących tu drobnych fleksur i prawdopodobnie są od nich starsze.

Opisane wyżej struktury liniowe, wydzielone pod nazwą systemu południkowego i systemu północno-zachodniego, oraz drobne fleksury o przebiegu równoleżnikowym, zaliczono do osi *B* zorientowanej zgodnie z osią *b* elipsoidy deformacji. Stanowisko to można poprzeć następującymi obserwacjami.

System południkowy struktur liniowych przebiega na ogół zgodnie z jednostkami geologicznymi wyższego rzędu Gór Bystrzyckich. Ponadto fałdki ciągnione tego systemu mają tak zorientowaną asymetrię skrzydeł, że wskazują one na transport tektoniczny mas skalnych w kierunku prostopadłym do przebiegu ich osi.

System północno-zachodni struktur liniowych nie może być traktowany jako *a*, gdyż układa się on pod kątem ostrym, a nie prostym, w stosunku do przebiegu jednostek tektonicznych wyższego rzędu i lineacji południkowej. Również wykształcenie jego elementów liniowych zbliżone do form lineacji południkowej sugeruje, iż te dwa systemy powstały w wyniku

analogicznych odkształceń mechanicznych. Wreszcie stwierdzona tutaj stała wergencja (południowo-zachodnia) fałdków ciągnionych przemawia za tendencją fałdowań w kierunku prostopadłym do przebiegu tych struktur.

Najmłodszy system struktur liniowych, reprezentowany przez drobne fleksury o przebiegu równoleżnikowym, charakteryzuje się południową wergencją (stoki fleksuralne drobnych fleksur zwrócone są zawsze ku południowi). Formy te powstały zatem w wyniku kompresji południkowej, tj. prostopadle do przebiegu ich osi.

Na terenie metamorfiku Gór Bystrzyckich nie napotkałem dotychczas lineacji *a*, która w klasycznej formie wykształcona jest jako elongacja i układa się na ogół prostopadle do osi dużych jednostek tektonicznych.

OPIS JEDNOSTEK TEKTONICZNYCH WYŻSZEGO RZĘDU

W jednym z poprzednich rozdziałów zostało przedstawione rozmieszczenie przestrzenne kompleksu łupków łyszczykowych i granitognejsów oraz ich wzajemny stosunek. Północno-wschodnia część Gór Bystrzyckich, tj. krystalinik Równi Łomnickiej, utworzona jest głównie z łupków należących do strefy Równi Łomnickiej. W obrębie tego kompleksu łupków znajduje się nieduże wystąpienie granitognejsów. Pozostała część omawianego regionu składa się przede wszystkim z granitognejsów, a kompleks łupkowy reprezentowany jest podrzędnie przez trzy strefy: Mostowice — Jagodna, Gniewoszów — Kamieńczyk i Niemojów — Czerwony Strumień.

Krystalinik Równi Łomnickiej otoczony jest ze wszystkich stron osadami górnej kredy. Od południowego zachodu jest to kontakt transgresywny, a od północnego wschodu tektoniczny. Występujące tu serie krystaliczne wykazują bieg północno-zachodni, a upad monoklinalny skierowany ku południowemu zachodowi. Obserwowane w ich obrębie struktury liniowe systemu południkowego, zanurzają się ku południowi w części południowo-zachodniej, i środkowej omawianego obszaru, a ku północy w części północno-zachodniej.

W środkowej części krystaliniku Równi Łomnickiej rozprzestrzenia się wąska strefa granitognejsów o przebiegu północno-zachodnim, otoczona kompleksem łupkowym. W części północno-zachodniej granitognejsy te obcięte są uskokiem. Ku południowemu wschodowi dzieli się na dwie gałęzie. Zachodnia, mniejsza, zanurza się pod utwory górnej kredy, wschodnia zaś, większa, rozprzestrzeniająca się na obszarze wsi Huta, Zalesie, Wójtowice i Nowa By-

strzyca, rozwidła się palczasto i zanika wśród łupków łyszczkowych.

Wśród granitognejsów występują często drobne skupienia amfibolitów i łupków łyszczkowych, z których tylko nieliczne można było zaznaczyć na mapie.

Przedstawiona na mapie intersekcja przy południowym nachyleniu struktur liniowych pozwala uznać granitognejsy Równi Łomnickiej za jednostkę o formie zbliżonej do antykliny zanurzającej się ku południowi pod kompleks łupkowy. Dla formy tej proponuję nazwę jednostki *Wójtowic* (fig. 1, I).

Krystalinik tworzący główny łańcuch Gór Bystrzyckich z partią szczytową Jagodna jest obszarem trudnym do interpretacji tektonicznej. Występujące tu bowiem jednostki tektoniczne wyższego rzędu zostały prześledzone jedynie fragmentarycznie. Brak danych z obszarów sąsiednich (na zachód od badanego) oraz znaczne rozprzestrzenienie pokrywy zwietrzelinowej i osadów górnej kredy utrudniają rekonstrukcję starych form tektonicznych.

W budowie geologicznej omawianego obszaru biorą udział dwa duże ciała granitognejsów oraz dzieląca je strefa łupkowa Gniewoszów — Kamieńczyk (tabl. I i II).

Granitognejsy położone na północ i wschód od strefy łupkowej przedstawiają fragment jednostki tektonicznej, którą proponuję nazwać jednostką *Spalonej* fig. 1, II). Przebiega ona na znacznym odcinku (od wzgórza Jagodna do miejscowości Kamieńczyk) pod pokrywą osadów górnokredowych rowu górnej Nysy. W północnej części granitognejsów tej jednostki przebiega wąska strefa kompleksu łupkowego wydzielona pod nazwą strefy *Mostowice — Jagodna* (fig. 1, 4).

Granitognejsy położone na południowy zachód od strefy Gniewoszów — Kamieńczyk należą do dwu jednostek geologicznych (Dumicz 1960), które oddzielone są od siebie strefą łupkową *Niemojów — Czerwony Strumień* (fig. 1, 2). Dla granitognejsów położonych na południowy zachód od tej strefy proponuję nazwę jednostki *Lesicy* (fig. 1, III), dla granitognejsów zaś znajdujących się po jej północno-wschodniej stronie — nazwę jednostki *Czerńca* (fig. 1, IV).

Wymienione jednostki tektoniczne w obrębie granitognejsów Gór Bystrzyckich i towarzyszące im strefy kompleksu łupkowego mają charakterystyczny przebieg w kształcie litery S ustawionej południkowo.

W północnej części jednostki *Spalonej*, na obszarze położonym między *Mostowicami* a *Piaskowicami*, foliacja układa się w formie łuku wygiętego ku zachodowi i zapada w kie-

runku jego wygięcia. Obserwowane tu struktury liniowe w północnej części tego łuku zanurzają się ku północy, a w części południowej ku południowi. Zjawisko to można wyjaśnić obecnością poprzecznej elewacji, dla której proponuję nazwę elewacji *Mostowic* (fig. 1, $x-x$).

W południowej części badanego obszaru w obrębie jednostki *Czerńca* i *Lesicy* foliacja przebiega również łukiem, lecz wygiętym ku wschodowi, i zapada w kierunku wnętrza łuku. W konsekwencji mamy tu do czynienia z poprzecznie przebiegającą depresją, dla której proponuję nazwę depresji *Czerwonego Strumienia* (fig. 1, $y-y$).

Struktury liniowe wykazują, że jest to depresja raczej płaska i jednostronna. Na obu jej skrzydłach bowiem (północnym i południowym) lineacja jest zwrócona ku południowi. Struktury liniowe skrzydła północnego zapadają jednak pod kątem znacznie większym (około 20°) niż struktury skrzydła południowego (około 3 do 5°).

Na obszarze położonym między elewacją *Mostowic* i depresją *Czerwonego Strumienia*, tj. w okolicy wsi *Rudawa*, *Poręba* i *Poniatów*, elementy tektoniczne wyższego rzędu zmieniają stopniowo bieg z południkowego na równoleżnikowy, podczas gdy lineacja zachowuje, podobnie jak na całym obszarze, kierunek południkowy. Zjawisko to należy wiązać z biegnącą poprzecznie do struktur liniowych fleksurą, której przegięcie zwrócone jest ku południowi. Dla tej formy tektonicznej proponuję nazwę — *fleksura Poręby** (fig. 1, $z-z$).

Przedstawione obserwacje dają ogólny rys tektoniczny badanego regionu. Scharakteryzowane tu zostały głównie jednostki tektoniczne wyższego rzędu oraz stwierdzone w ich obrębie struktury poprzeczne.

Uderzającym zjawiskiem w obrazie intersekcyjnym krystaliniku Gór Bystrzyckich jest zachowanie się kompleksu łupkowego. Tworzy on strefy wyklinowujące się zarówno ku północnemu zachodowi, jak i ku południowemu wschodowi, tj. w kierunku elewacji *Mostowic* i depresji *Czerwonego Strumienia*. Wskutek tego strefa łupkowa *Mostowice — Jagodna*, której maksymalna szerokość w *Rudawie* wy-

* Z pracy O. Kodyma, J. Svobody i F. Pauka (1948) wiadomo, że po stronie czeskiej około 5 km na południe od Kamieńczyka przebiega fleksura *Pastviny*. Jednostkę tę bliżej charakteryzuje T. Pauk (1953). Przebiega ona w przybliżeniu równoleżnikowo, a jej stok fleksuralny jest zwrócony ku północy.

Obszar *Czerwonego Strumienia*, gdzie wydzielono poprzeczną depresję, położony jest zatem między dwiema fleksurami, których stoki zwrócone są ku sobie.

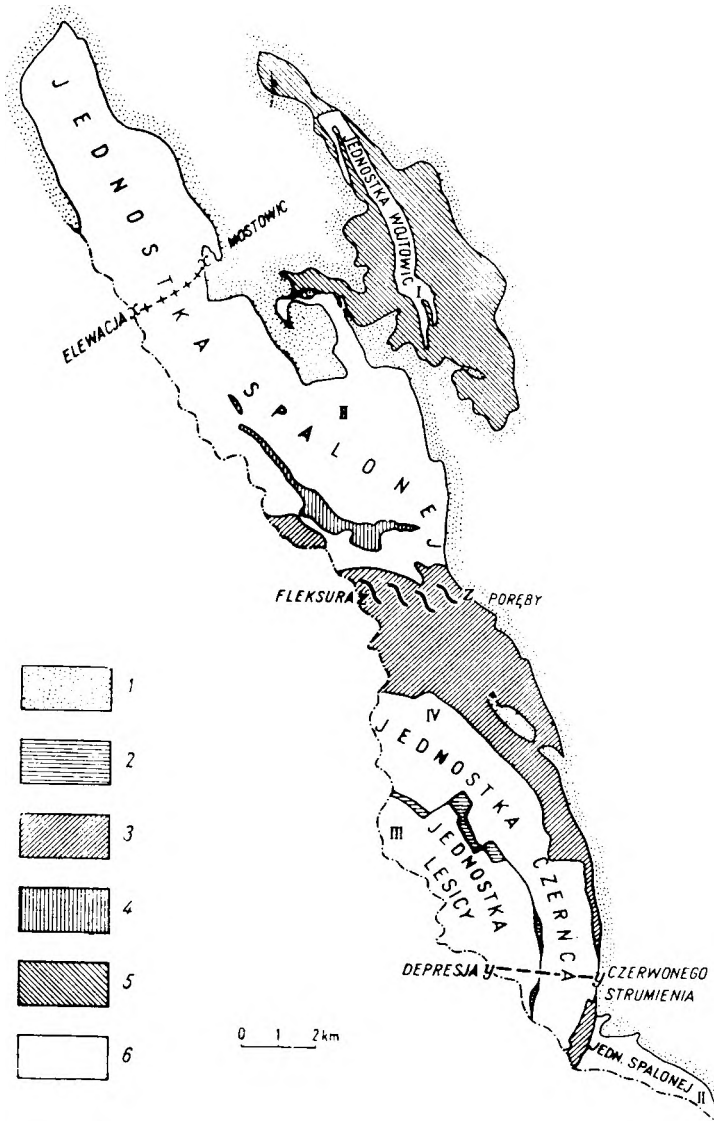


Fig. 1

Jednostki tektoniczne krystaliniku Gór Bystrzyckich

Kreda górna: 1 — serie osadowe. Prekambr — seria suprakrustalna: 2 — strefa Niemojów — Czerwony Strumień, 3 — strefa Gniewoszów — Kamieńczyk, 4 — strefa Mostowice — Jagodna, 5 — strefa Równi Łomnickiej; Prekambr — seria infrakrustalna: 6 — jednostki: I — jednostka Wójtowic, II — jednostka Spalonej, III — jednostka Lesicy, IV — jednostka Czernica; x-x — elewacja Mostowic, y-y — depresja Czerwonego Strumienia z-z — fleksura Poręby

Tectonic unit of the crystalline Góry Bystrzyckie massif

Upper Cretaceous: 1 — sedimentary series. Precambrian — supracrustal series: 2 — Niemojów — Czerwony Strumień zone, 3 — Gniewoszów — Kamieńczyk zone, 4 — Mostowice — Jagodna zone, 5 — Równia Łomnicka zone. Precambrian — infracrustal series: 6 — units: I — Wójtowice unit, II — Spalona unit, III — Lesica unit, IV — Czerniec unit; x-x — Mostowice elevation, y-y — Czerwony Strumień depression, z-z — Poręba flexure

nosi około 0,5 km, ku północnemu zachodowi i południowemu wschodowi zupełnie zanika.

Podobnie zachowują się łupki łyszczykowe wydzielone pod nazwą strefy Gniewoszów — Kamieńczyk. Największa szerokość ich wychodni, rzędu 4 km, przypada na obszar położony

między depresją Czerwonego Strumienia i elewacją Mostowic. Kompleks ten w kierunku północno-zachodnim na terenie Gór Orlickich stopniowo cienieje, osiągając minimum szerokości (około 0,5 km) na zachód od Mostowic w okolicy wsi Orlické Zahofi. Ku wschodowi

utwory strefy Gniewoszów — Kamieńczyk poza linią dyslokacji młododosaksońskiej zanurzają się pod utwory górnokredowe. Odsłaniają się one znowu na obszarze depresji Czerwonego Strumienia, gdzie ich miąższość wynosi zaledwie kilkadziesiąt metrów.

Uwzględniając powyższe spostrzeżenia przy rozpatrywaniu stref łupkowych jako ewentualnych jednostek tektonicznych należy stwierdzić, iż nie przedstawiają one form, które łatwo można zaklasyfikować. Zwążenie wychodni tych stref ku elewacjom staje się zrozumiałe, jeśli przyjmiemy dla nich budowę synkлинаlną. W takim przypadku jednak wyklinowanie się ich ku depresjom jest niejasne i wymaga dodatkowych rozważań.

Zagadnienie to było już poruszone (Dumicz 1960) na przykładzie strefy łupkowej Gniewoszów — Kamieńczyk i zostało wytłumaczone następująco: „*struktury linijne zarówno w kompleksie łupków łyszczykowych, jak też w granitognejsach bystrzyckich świadczą, że jednostki tektoniczne badanego terenu wyraźnie zanurzają się ku południowi. Ponadto liczne uskoki poprzeczne wykazują tendencję do zrzucania skrzydła południowego. Obserwacje te dowodzą, że występujące tu jednostki tektoniczne śledzone z północy ku południowi odsłaniają coraz to wyższe poziomy intersekcyjne. W takiej sytuacji wychodnie kompleksu łupków łyszczykowych, tworzące tę synklinę, powinny rozszerzać się ku południowi. Dzieje się jednak inaczej. Synklina ta ku południowi zwęża się.*

Zjawisko to można interpretować dwojako:

1. *Masy granitognejsowe, które na północny zachód od Różanki leżą zgodnie na łupkach łyszczykowych, na południe od tej miejscowości, w depresji, przechodzą w płaskie nasunięcia przykrywające w znacznej mierze strefę łupkową.*

2. *Nasunięcie istnieje na całej przestrzeni, ale w wysokim poziomie intersekcyjnym. Na północno-zachodnim odcinku aż po Różankę włącznie poziom ten leży powyżej dzisiejszej powierzchni intersekcyjnej, natomiast na południe od Różanki schodzi on poniżej tej powierzchni”.*

Przy rozpatrywaniu strefy łupkowej Mostowice — Jagodna okazało się, że ani pierwsza, ani druga z podanych interpretacji nie może być tutaj przyjęta. Interpretacjom tym przeczy przede wszystkim obraz intersekcyjny omawianej strefy. Wschodnia jej część, w formie wyklinowującej się masy łupkowej, przypada bowiem akurat na partię szczytową grzbieta Jagodna, który ma przebieg południkowy. Zbocza wschodnie tego grzbieta są wyjątkowo strome (miejscami ponad 30°), a ich wysokość w sto-

sunku do znajdującej się niżej pokrywy kredowej wynosi około 300 m. Przy takiej konfiguracji terenu omawiana strefa łupkowa w świetle pierwszej lub drugiej interpretacji powinna nie tylko przedłużać się na wschodnie zbocze Jagodnej, ale też poszerzać się w tym kierunku ze względu na odsłaniające się tutaj coraz niższe poziomy intersekcyjne.

Obserwacje te zmuszają do innego ujęcia omawianego zagadnienia.

Przedstawiony obraz intersekcyjny w zestawieniu z konfiguracją terenu pozwala zinterpretować strefę Mostowice — Jagodna jako formę zbliżoną do soczewki, najgłębiej zaklinowanej w miejscu przypadającym na maksimum jej miąższości i stopniowo spłycającej się zarówno w kierunku wschodnim jak i północno-zachodnim.

W świetle zebranych obserwacji powstaje pytanie, czy przypadkiem przedstawicny uprzednio obraz intersekcyjny strefy Gniewoszów — Kamieńczyk nie jest wywołany soczewkowatym wyklinowaniem kompleksu łupkowego w miejscach elewacji i depresji. Interpretacja taka jest możliwa, ponieważ dotychczas brak faktów z nią sprzecznych, z drugiej jednak strony nie ma możliwości jej sprawdzenia.

Forma występowania strefy łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień jest trudna do wyjaśnienia. Z ogólnych rozważań geologicznych wynika, iż reprezentujące ją na powierzchni trzy wystąpienia łupków łyszczykowych o zarysach soczewek mogą w głębi, w sposób bliżej nieokreślony, łączyć się ze sobą. Myśl tę uzasadnia znaczne rozprzestrzenienie omawianej strefy dalej ku południowemu zachodowi, na obszarze Czechosłowacji, gdzie reprezentowana jest ona przez oddzielne wystąpienia odsłaniające się w różnych poziomach intersekcyjnych.

Formy, jakie tworzą jednostki tektoniczne zbudowane z granitognejsów, muszą oczywiście być niejako przestrzennym dopełnieniem omówionych stref łupkowych. Strefy te, jak zostało wykazane, są najprawdopodobniej synklinami, które wskutek deformacji tektonicznych przybrały postać soczewkowatą. Przy takiej interpretacji masy granitognejsów należy uznać za elementy antyklinalne, łączące się ze sobą pod strefami łupków łyszczykowych.

ODKSZTAŁCENIA DYSJUNKTYWNE

Odkształcenia dysjunktywne są bardzo często spotykane w metamorfiku Gór Bystrzyckich. Jak wykazuje mapa geologiczna (tabl. I), nie zawsze charakteryzują się one zdecydowaną orientacją przestrzenną. Dzięki bezpośredniemu kontaktowi skał metamorficznych ze skałami

osadowymi górnej kredy dyslokacje w Górach Bystrzyckich można zgrupować w trzy różnowiekowe systemy:

- system przedgórnokredowy,
- system pogórnokredowy starszy,
- system pogórnokredowy młodszy.

Dyslokacje należące do *systemu przedgórnokredowego* charakteryzują się tym, że przecinają metamorfik nie naruszając pokrywy osadów górnokredowych, bądź są obcięte uskokiemi na granicy z kredą. Układają się one na ogół prostopadle w stosunku do przebiegu wydzieleni litologicznych i biegu foliacji. Ponieważ te ostatnie na badanym obszarze nie są zorientowane jednolicie, dlatego omawiany system uskoków wykazuje znaczną zmienność kierunków, przeważnie jest on jednak zbliżony do równoleżnikowego. Dyslokacjom należącym do tego systemu towarzyszą często brekcje tektoniczne, porfiry i skały żyłowe typu lamprofirowego. W obrębie dyslokacji występuje limonitacja, zarówno kompleksu łupkowego jak i granitognejsów.

System pogórnokredowy starszy obejmuje dyslokacje oddzielające skały metamorficzne od osadów górnokredowych. Dyslokacje te są ważne o tyle, że stanowią granicę oddzielającą dwa różne regiony geologiczne, mianowicie Góry Bystrzyckie i rów tektoniczny górnej Nysy. W morfologii zaznaczają się one dwoma progami, z których wyższy biegnie wzdłuż wschodnich i północno-wschodnich zboczy głównego łańcucha górskiego ze szczytem Jagodna, niższy zaś otacza stoki Równi Łomnickiej od północnego wschodu.

Dyslokacje przebiegu wzdłuż wyższego progu morfologicznego dadzą się scharakteryzować następująco:

W najbardziej południowej części omawianego obszaru, w okolicy Kamieńczyka, osady górnej kredy leżą transgresywnie na granitognejsach. Na północny wschód od tej miejscowości kontakt obu formacji skalnych przebiega wzdłuż uskoku, którego amplituda rośnie ku północnemu wschodowi, a powierzchnia ślizgu staje się bardziej stroma, uzyskując na granicy państwa nachylenie około 90° .

Charakter tektoniki omawianego systemu najlepiej określają dyslokacje biegnące od Kamieńczyka w kierunku północnym, a następnie północno-zachodnim aż po zbocza góry Biesiec. Na tej przestrzeni obserwuje się wiele małych i dużych dyslokacji o zbliżonym kierunku, uzupełniających się wzajemnie. W części południowej na odcinku Kamieńczyk — Gniewosów przebiega, lekko wygiętym ku wschodowi łukiem, duża linia dyslokacyjna charakteryzująca się stromym ustawieniem płaszczyzny uskoko-

wej. Płaszczyzna ta miejscami jest nawet obalona i zapada pod metamorfik.

W okolicy Gniewosowa, na wschód od miejsca gdzie wygasa omawiana dyslokacja, pojawia się druga linia tektoniczna biegnąca w kierunku północnym, zakreślająca łagodny łuk wygięty tym razem ku zachodowi. W części południowej ma ona charakter uskoku inwersyjnego, a dalej ku północy przechodzi w uskok normalny, który w pobliżu Spalonej obcięty jest dyslokacją poprzeczną. Na północ od tej dyslokacji mamy do czynienia już nie z jedną, lecz z dwiema podłużnymi liniami tektonicznymi, przy czym obie przesunięte są względem uskoku biegnącego od Gniewosowa do Spalonej ku zachodowi. Dyslokacje podłużne w kierunku północnym, na linii Młoty — Wójtowice — Nowa Bystrzyca, objęte są kolejnym poprzecznym uskokiem. Na jego północnym skrzydle zaznaczają się również dwie dyslokacje podłużne, z których zachodnia (mniejsza) szybko zanika, wschodnia zaś (większa) biegnie wzdłuż północno-wschodnich zboczy wzgórza Kłobuk i Biesiec, oddzielając osady górnej kredy od granitognejsów bystrzyckich.

Maksimum zrzutu dyslokacji biegnących wzdłuż wyższego progu morfologicznego powinno znajdować się na obszarze położonym między Porębą a północno-wschodnim zboczem wzgórza Jagodna, o czym można wnioskować z regionalnych obserwacji geologicznych. Wielkość zrzutu wynosi tutaj ponad 500 m, co wynika z różnicy wysokości góry Jagodna (977 m) i transgresywnych osadów górnokredowych położonych na wysokości poniżej 500 m n. p. m. w zachodniej części rowu górnej Nysy (wieś Wyski).

Niższy próg morfologiczny, biegnący wzdłuż północno-wschodniego zbocza Równi Łomnickiej, wyznacza duża dyslokacja o charakterze uskoku normalnego. Na powierzchni uskokuwej leżą fleksuralnie wygięte serie osadowe należące do górnej kredy. Maksymalna wielkość zrzutu jest tutaj nieznaną, ale nie może być mniejsza niż 200 m. Tyle bowiem wynosi różnica wysokości serii górnokredowej skrzydła podniesionego (zachodnia część Nowej Bystrzycy) w stosunku do najgłębiej wyerodowanych osadów tej formacji skrzydła obniżonego (wschodnia część Nowej Bystrzycy).

Omówiony system dyslokacji jest na ogół zgodny ze starymi założeniami tektonicznymi w seriach metamorficznych (przebieg foliacji i jednostek tektonicznych wyższego rzędu). Bliższe badania wykazały jednak, że zgodność ta jest tylko pozorna. W rzeczywistości bowiem płaszczyzny uskokuowe systemu pogórnokredowego starszego zapadają z reguły ku wschodowi, podczas gdy elementy tektoniczne w kry-

stalniku bystrzyckim wykazują upad monoklinalny skierowany ku południowemu zachodowi.

Opisane dyslokacje pogórnokredowe starsze przedstawiają szczególny typ tektoniki dysjunktywnej, różniący się od obu systemów pozostałych. Są to odkształcenia sztywne, o charakterze uskoków, które zaznaczają się tylko w metamorfiku, nie przecinają natomiast osadów górnokredowych. W utworach tych, ponad uskoki tnącymi podłoże krystaliczne, można zauważyć jedynie załamania fleksuralne, nie wykazujące raczej rozerwania warstw.

W północnej części badanego obszaru zwraca uwagę większa ilość drobnych uskoków, które pojawiają się w dolnej części stoku fleksuralnego. Widzimy je w okolicy położonej między Mostowicami a Młotami. Dzięki zerodowaniu fleksury górnokredowej i głębokiemu wcięciu w podłoże potoków, obserwuje się tutaj na niedużym odcinku trzy uskoki o przebiegu zbliżonym do południkowego.

Obserwacje te zdają się wskazywać, iż ładne ustawienie stoku fleksuralnego na niektórych odcinkach omówionych dyslokacji, zwłaszcza w niższych poziomach intersekcyjnych, można interpretować jako przystosowanie się warstw górnokredowych do progów tektonicznych w metamorfiku, stopniowo obniżających się w kierunku zbliżonym do wschodniego. W partiach tych nie należy więc spodziewać się występowania struktur ciągniętych warstw na większą skalę, co zostało zresztą potwierdzone przez badania terenowe*.

Gęsta siatka uskoków obserwowana w dolnej części fleksury biegnącej wzdłuż północno-zachodnich zboczy Bieśca i Kłobuka nie wydaje się być ograniczona wyłącznie do niej. Można stwierdzić jedynie, że odkształcenia dysjunktywne dają się tutaj najłatwiej ująć kartograficznie. Przypuszczalnie są one równie liczne na pozostałym obszarze metamorfiku Gór Bystrzyckich, ale trudno je stwierdzić, gdyż przebieg ich jest na ogół zgodny z wychodniami poszczególnych jednostek geologicznych.

W świetle tych obserwacji obliczona na około 500 m wielkość przesunięcia obniżającego rów górnej Nysy, a dźwigającego krystalinik bystrzycki, nie musi być efektem jednej dyslokacji, lecz systemu uskoków, które w wiadomych już przyczyn nie dały się ująć graficznie.

Trzeci z kolei system, określony jako *pogór-*

nokredowy młodszy, obejmuje dyslokacje przecinające i przesuujące uskoki systemu drugiego (pogórnokredowego starszego) i zaznacza się zarówno w utworach metamorficznych, jak i w osadach górnej kredy. Kierunki tego systemu pokrywają się na ogół z przebiegiem uskoków przedgórnokredowych. Co więcej — te ostatnie są bardzo często odnawiane przez najmłodszy system dyslokacji.

Przekonywających dowodów na dwufazowość tego systemu dostarczają obserwacje dyslokacji, z których jedna znajduje się na północnym zboczu wzgórza Jagodna — uskok Spalanej, druga natomiast zaznacza się na odcinku Młoty — Wójtowice — Nowa Bystrzyca — uskok Młotów. Dyslokacje te zasługują na bliższe omówienie z uwagi na szereg ważnych obserwacji, jakich dostarczają towarzyszące im zjawiska geologiczne.

Uskok Spalanej stwierdzony na długości 9 km ma kierunek prawie równoleżnikowy. Na zachodzie (okolica Mostowic) zaznacza się tylko w granitognejkach, w pobliżu Spalanej odgranicza je od utworów górnokredowych znajdujących się dalej na północy, po czym przecina linię tektoniczną drugiego systemu i wkracza na obszar łupków łyszczykowych strefy Równi Łomnickiej pokrytych transgresywnie osadami górnej kredy. W świetle przedstawionego obrazu intersekcyjnego przynależność tego uskoku do systemu pogórnokredowego młodszego jest niewątpliwa. Zastanawiające przeto są stwierdzone w obrębie tej linii dyslokacyjnej żyły porfirów, których wiek przedkredowy nie budzi żadnych wątpliwości.

Obserwacje te dadzą się pogodzić tylko wówczas, gdy przyjmie się dwie fazy powstania tego uskoku. Pierwsza faza zaznaczyła się przed powstaniem pokrywy górnokredowej; towarzyszyły jej intruzje porfirów. Druga natomiast zaznaczyła się po osadzeniu kompleksu górnokredowego.

Omawiana dyslokacja jest interesująca również z tego względu, że przedstawia uskok typu nożycowego. W jego części zachodniej obniżone jest skrzydło północne, we wschodniej zaś skrzydło południowe. Oś rotacji, wzdłuż której nastąpiło nożycowe przemieszczenie mas skalnych, znajduje się na wschód od Spalanej.

Nożycowy charakter uskoku Spalanej wynika wyłącznie z położenia osadów kredowych w stosunku do serii metamorficznej. Zjawisko to należy zatem wiązać z drugą fazą rozwoju tej dyslokacji, tj. z systemem pogórnokredowym młodszym. O względnym kierunku przemieszczania mas skalnych w fazie przedgórnokredowej nic pewnego powiedzieć nie można.

Uskok Młotów, dający się prześledzić na odcinku około 10 km, wykazuje szereg cech

* Obserwacje geologiczne przeprowadzone w strefie młodosaksońskich uskoków Gór Bystrzyckich systemu pogórnokredowego starszego wykazały, że warstwy górnokredowe nie wykazują rozerwania na liniach dyslokacji tektonicznych z krystalinikiem, a są tu tylko fleksuralnie wygięte. Z powierzchnią uskoku kontaktuje najstarsze ogniwo stratygraficzne, tj. cenanoman.

wspólnych z uskokiem Spalonej. Ma on także równoleżnikowy przebieg, przecina zarówno serię metamorficzną, jak i pokrywę górnokredową, łącznie z liniami tektonicznymi drugiego systemu. W obrębie dyslokacji występują również porfiry.

Ponadto w obrębie tego uskoku, zwłaszcza w kompleksie łupkowym, napotyka się strefy dużych zaburzeń tektonicznych, wyrażające się przystosowaniem foliacji do przebiegu płaszczystej uskokuwej. Strefy te wykazują lokalnie zbrekcjowanie i wyraźną limonityzację. Można to obserwować przy szosie wiodącej z Młotów do Wójtowic i dwukrotnie w pobliżu Bystrzycy, mianowicie w okolicy Wójtowic na prawym brzegu i w Nowej Bystrzycy na lewym brzegu rzeki. Wspomnieć należy jeszcze o źródle wody mineralnej, które powstało właśnie na omawianej dyslokacji. Znajduje się ono w korycie Bystrzycy, tuż przy rozwidleniu szosy wiodącej ze Spalonej i Wójtowic.

Nie mniej ciekawie przedstawia się obraz intersekcyjny zwłaszcza w zachodniej części dyslokacji, na odcinku Młoty — Piaskowice. Położenie pokrywy górnokredowej w stosunku do skał krystalicznych wskazuje na obniżenie tutaj skrzydła północnego. Zrzut dyslokacji określony na podstawie różnicy wysokości położenia

formacji górnokredowej na krystaliniku skrzydła podniesionego (680 m n. p. m.) i obniżonego (530 m n. p. m.) wynosi w Młotach 150 m.

Analiza intersekcyjna kontaktu kompleksu łupków i granitognejsów wykazuje, iż skrzydło północne dyslokacji jest podniesione, i to znacznie, w stosunku do skrzydła południowego. Granitognejsy spoczywające na serii łupkowej o przebiegu południkowym i upadzie 30° ku zachodowi są intersekcyjnie przesunięte na skrzydle południowym co najmniej o 1500 m w kierunku wschodnim. Obliczona stąd wielkość zrzutu obniżającego metamorfiku skrzydła południowego w stosunku do metamorfiku skrzydła północnego wynosi tutaj około 800 m przy założeniu pionowego przemieszczenia mas skalnych.

Dyslokacja Młotów wykazuje więc zmianę kierunku ruchu pionowego. W pierwszej fazie północne skrzydło tej dyslokacji zostało podniesione o 950 m, a następnie zgradowane co najmniej do poziomu skrzydła obniżonego. Następnie osadziły się utwory górnokredowe. Podczas drugiej fazy nastąpiło odnowienie dyslokacji. Skrzydło północne zostało wówczas obniżone o 150 m.

PRÓBA WYJAŚNIENIA TEKTOGENEZY KRYSTALINIKU GÓR BYSTRZYCKICH

Próba chronologicznego ujęcia zjawisk tektonicznych w południowej części Gór Bystrzyckich została podjęta przeze mnie w latach 1958 i 1960. Wyróżniłem wtedy pięć faz deformacji tektonicznych, z których dwie najstarsze wiązałem z prekambrem, trzy zaś młodsze — kolejno z ruchami kaledońskimi, warycyjskimi i alpejskimi. Dalsze badania prowadzone na obszarze Gór Bystrzyckich pozwoliły wejść głębiej w problematykę tektoniczną. Dostarczyły one szeregu nowych i ważnych obserwacji poczynionych w obrębie serii krystalicznych tego regionu. O ile odczytanie następstwa obserwowanych zjawisk geologicznych nie sprawia na ogół większych trudności, to datowanie ich jest wielce kłopotliwe.

Przedstawiony w poprzednich rozdziałach materiał analityczny pozwala wnosić, że serie krystaliczne Gór Bystrzyckich kształtowały się w kilku etapach rozwojowych, obejmujących różne procesy geologiczne.

Kolejność i prawdopodobny wiek tych etapów przedstawia się następująco:

Etap I. Prekambryjski, wiekowo bliżej nieokreślony, cykl sedymentacji utworów wyjściowych serii suprakrustalnej. W okresie tym powstaje gruba i bardzo urozmaicona formacja

skał osadowych, złożona z łupków ilastych, piaskowców, wapieni, margli, dolomitów. Często obserwuje się tu również drobne wkładki skał bogatych w substancję organiczną, zwłaszcza w obrębie odmian piaszczystych. Być może, miał tu miejsce zasadowy wulkanizm, co sugerują niektóre wystąpienia amfibolitów, jednak nie jest to pewne, ponieważ ich petrogenesa nie została wyjaśniona.

Etap II. Prekambryjskie sfałdowanie serii osadowej i jej wstępny metamorfizm. Niewiele można powiedzieć o efektach tych zjawisk. Z okresu tego datują się prawdopodobnie serie krystaliczne (suprakrustalne) facji epi- i mezo-. Przy dzisiejszych metodach badań odtworzenie stylu tektoniki związanej z tą fazą wydaje się niemożliwe.

Stwierdzone w okolicy Gniewoszowa drobne intruzje porfiroidów mogą wskazywać, że przeobrażeniom tym towarzyszyły nieliczne iniekcje skał wulkanicznych.

Etap III. Prekambryjskie fałdowanie Gór Bystrzyckich, które spowodowało pograżenie na znaczną głębokość elementów tektonicznych, obecnie znajdujących się na powierzchni. Efektem tego było powstanie wielkich ciał skalnych, które objęto nazwą granitognejsów.

Pochodzenie granitognejsów bystrzyckich nie jest jeszcze ostatecznie wyjaśnione. Dla genetycznej klasyfikacji tych utworów potrzebne są bowiem, poza obserwacjami geologicznymi, dokładne studia petrologiczne. Jako geolog zagadnienie to mogę omówić tylko jednostronnie, opierając się głównie na spostrzeżeniach poczynionych w terenie, a w małym tylko stopniu na sporadycznych obserwacjach mikroskopowych, wykonanych dla celów geologicznych.

Z obserwacji geologicznych wynikają ważne dane dotyczące stosunku granitognejsów do pierwotnej serii suprakrystalnej:

1. Przebieg wystąpień granitognejsów jest zgodny z przebiegiem kompleksu łupkowego, co wynika z równoległości foliacji łupków względem ogólnej intersekcji ciał granitognejsowych.

2. W obrębie granitognejsów, a zwłaszcza w ich częściach peryferycznych, występują liczne wkładki amfibolitów, kwarcytów, łupków kwarcowo-grafitowych i łupków łuszczyczkowych. Wkładki te charakteryzują się zgodnym ułożeniem względem przebiegu osłony suprakrystalnej.

3. W strefie kontaktowej granitognejsów z łupkami łuszczyczkowymi występują stopniowe przejścia jednych skał w drugie. Strefa przejściowa zawiera ponadto cienkie pakiety zarówno typowych granitognejsów, jak i łupków łuszczyczkowych. Brak tu natomiast kontaktu intruzywnego.

4. Większe masy kwarcytów i łupków kwarcytowych występują zawsze w strefie granicznej łupków łuszczyczkowych z granitognejsami. Podobną pozycję zajmują również gnejsy aplitowe. Ten typ skał z obszaru Śnieżnika W. Smulikowski (1955) wyprowadza z kwarcytów przeobrażonych na drodze metasomatycznej granityzacji.

Obserwacje mikroskopowe wykonane dla celów geologicznych dostarczają również danych naświetlających w pewnym stopniu problem genezy granitognejsów bystrzyckich:

1. W granitognejsach powszechnie występują porfiroblasty mikroklinu. Mają one często strukturę helicytową. Tworzą ją wrostki łuszczyczków, kwarcu i pigmentu nieokreślonego minerału, być może grafitu, ułożone spiralnie bądź w kształcie litery S.

2. W obrębie kompleksu łupkowego na pograniczu z granitognejsami brak jest minerałów kontaktowych. W utworach tych natomiast pojawiają się miejscami porfiroblasty mikroklinu, co obserwowano w łupkach łuszczyczkowych, amfibolitach i erlanach.

Mając na uwadze wypowiedź K. Smulikowskiego (1958), że „na terenie Sudetów... nie napotkał takich gnejsów, dla których potrafiłby

z całą pewnością udowodnić pochodzenie z czysto magmowych granitów”, oraz przedstawione wyżej obserwacje można sądzić, że granitognejsy bystrzyckie powstały, przynajmniej częściowo, na drodze metasomatycznej granityzacji. Interpretacja powyższa wydaje się tym słuszniejsza, że omawiane utwory według H. Teisseyre'a i K. Smulikowskiego (1957) są niewątpliwym odpowiednikiem granitognejsów śnieżnickich, które później okazały się w świetle badań K. Smulikowskiego (1957) produktem metasomatycznej granityzacji kompleksu łupkowego serii suprakrystalnej.

Zespół zjawisk prowadzących do powstania granitognejsów bystrzyckich można określić w sposób nieobowiązujący jako wgłębne procesy geologiczne. W tej chwili bowiem krystalinik Gór Bystrzyckich nie ma odpowiednich, wyczerpujących studiów petrologicznych.

Seria infrakrystalna, która powstała w wyniku wgłębnych procesów geologicznych, rozwijała się zatem w głębszej strefie, w wyższej natomiast ustępowała ona miejsca serii suprakrystalnej. Stąd należy wnosić, że Góry Bystrzyckie w trzecim etapie swego rozwoju składały się, w dużym uproszczeniu, z dwu pięter skalnych, a mianowicie: dolnego petrograficznie odmłodzonego — infrakrystalnego, i górnego starszego — suprakrystalnego.

Granica dzieląca te dwa piętra przedstawiała zapewne bardzo urozmaiconą powierzchnię.

Powstaje pytanie, czy i w jakim stopniu powierzchnia graniczna tych dwu serii skalnych naśladować mogła kontury wcześniej powstałych elementów tektonicznych w obrębie serii infrakrystalnej.

Obserwowana równoległość granitognejsów względem serii łupkowej wskazuje, że masy infrakrystalne tworzyły się raczej synorogenicznie. Ogólnie rzecz biorąc, intersekcja badanego obszaru oraz stosunki panujące na obszarach sąsiednich przemawiają za tym, że pewne struktury były środowiskiem szczególnie sprzyjającym dla formowania się ciał granitognejsowych. Do nich należały m.in. partie antyklinalne oraz strefy zaburzeń tektonicznych. Z drugiej strony wykształcenie litologiczne może również stwarzać predyspozycje dla tworzenia granitognejsów, jeśli są one pochodzenia metasomatycznego, jak to można przypuszczać na podstawie analogii z obszaru Łądką i Śnieżnika oraz na podstawie przytoczonych wyżej obserwacji polowych i mikroskopowych. W łupkach łuszczyczkowych proces metasomatycznej granityzacji rozwijał się oczywiście znacznie łatwiej niż w skałach kwarcytowych, nie mówiąc już o amfibolitach czy wapieniach krystalicznych.

W sumie czynniki te sprawiły, że bieg ciał

granitognejsowych jest na ogół zgodny z biegiem starszych form tektonicznych występujących w obrębie serii suprakrustalnej. W szczególności jednak zgodność ta nie jest zachowana, co zaznacza się przede wszystkim w ich przekrojach poprzecznych. Ostatecznie granitognejsy przedstawiają, jak należy przypuszczać, formy kopulaste lub zbliżone do antykliny czy też nasunięć i obejmują zespoły lub fragmenty starszych, skomplikowanych form tektonicznych, pochodzących z drugiego etapu rozwoju krystaliniku Gór Bystrzyckich, odpowiednio zmodyfikowanych w trzecim etapie.

W serii suprakrustalnej, tworzącej górne piętro krystaliniku bystrzyckiego, również należy się spodziewać pewnych przeobrażeń związanych z tym etapem.

Odkształcenia tektoniczne pochodzące z tego okresu są bardzo trudne do odczytania. Częściowo bowiem nałożyły się one na struktury wcześniejszego etapu, a ponadto zostały w dużej mierze zatarte przez późniejsze zjawiska geologiczne.

Efektom przeobrażeń dynamicznych są mylonity występujące w obrębie strefy łupkowej Gniewoszów — Kamieńczyk. O przynależności wiekowej tych skał do trzeciego etapu rozwojowego świadczy stwierdzona w ich obrębie blasteza mikroklinowa. Jeśli przyjmiemy dla krystaliniku bystrzyckiego jedno źródło plutoniczne, z którym wiąże się wspomniana blasteza, jak to czyni dla krystaliniku Śnieżnika K. Smulikowski (1957 i 1960), to mylonityzacja musiała poprzedzać proces blastezy. Wiąże się ona zatem z początkowym okresem omawianego etapu albo też pochodzi z drugiego etapu rozwojowego Gór Bystrzyckich, co wydaje się mniej prawdopodobne.

Trzeci etap rozwoju krystaliniku bystrzyckiego ma wyjątkowe znaczenie. Z jednej strony bowiem doprowadził on większość serii krystalicznych tego regionu do obecnego wykształcenia litologicznego, z drugiej zaś stworzył wyraźne predyspozycje dla późniejszych przeobrażeń tektonicznych.

Etap IV. Kolejne przeobrażenia serii metamorficznej Gór Bystrzyckich zaznaczyły się głównie odkształceniami tektonicznymi, które wiąże (Dumicz 1960) za H. Teisseyr'em (1956) z orogenezą kaledońską. Analogiczne deformacje występują bowiem na terenie Sudetów w utworach kambrosylurskich. J. Oberc (1957 i 1960) przypisuje tym strukturom wiek późnoprzedkambryjski i zalicza je do młodszych fałdowań przedkaledońskich.

Różnorodność zjawisk mechanicznych towarzyszących tym ruchom, jak złupkowanie spekaniowe, struktury liniowe i kataklaza, świadczą o ich wyjątkowo dużym nasileniu.

Opisane w poprzednich rozdziałach drobne struktury pochodzenia tektonicznego oraz wzajemny stosunek serii infra- i suprakrustalnej pozwalają w przybliżeniu przedstawić rozwój i styl tektoniki kaledońskiej.

Fałdowania kaledońskie, jak należy przypuszczać (H. Teisseyre 1957), wkroczyły na dostatecznie już usztywniony krystalinik Gór Bystrzyckich. Składał się on wówczas z dwu zażębiających się serii skalnych: górnej suprakrustalnej i dolnej infrakrustalnej. W strefie zażębiania się tych dwu serii masy infrakrustalne tworzyły duże elementy tektoniczne uformowane na kształt antykliny lub nasunięcia. Seria suprakrustalna natomiast przedstawiała strefy oddzielające ciała granitognejsowe. Obszar ten miał więc budowę fałdową o przebiegu zbliżonym do południkowego z lokalnymi odchyleniami.

Tak zorientowane przestrzennie kompleksy łupkowe i granitognejsowe, różniące się plastycznością, poddane podczas orogenezy kaledońskiej kompresji równoleżnikowej musiały reagować na nią w sposób zupełnie różny.

Przy wzmagających się ruchach tangencjalnych tkwiące w obrębie sztywnych mas granitognejsowych plastyczne serie łupkowe były stopniowo wyciskane wyżej niż ciała granitognejsowe.

Tak pojęte ruchy dyferencjalne znajdują uzasadnienie w drobnych strukturach pochodzenia tektonicznego, co zostało wykazane w jednym z poprzednich rozdziałów na przykładzie strefy łupkowej Gniewoszów — Kamieńczyk.

Serie skalne tej strefy, monoklinalnie zapadające w kierunku zbliżonym do zachodniego, charakteryzują się obecnością fałdków ciągniętych, które wskazują na mechaniczną migrację kompleksu łupkowego ku wschodowi w stosunku do niżej i wyżej leżących ciał granitognejsowych (jednostki Spalonej i jednostki Czerńca).

Analogicznie zachowują się niektóre ławice wapieni krystalicznych w stosunku do łupków łyszczykowych.

Zjawisko to staje się bardziej zrozumiałe, jeśli się zważy, że ustępowanie skał pod ciśnieniem, w kierunku najmniejszego oporu, jest tym łatwiejsze, im większa jest ich plastyczność. Nic więc dziwnego, że w kierunku układu niskich ciśnień, który niewątpliwie panował w poziomach wyższych, wapienie krystaliczne przesuwają się nieco szybciej niż paragnejsy, amfibolity i łupki łyszczykowe, a te z kolei wyprzedzały masy granitognejsowe.

Poza strefą Gniewoszów — Kamieńczyk również strefa łupkowa Mostowice — Jagodna wydaje się zdeformowana w podobnym stylu tektonicznym.

Nieco inaczej przedstawia się mechanizm odkształceń w strefie łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień. Tutaj można stwierdzić, że podczas fałdowań kaledońskich również poszczególne ciała granitognejsowe ulegały znacznym przemieszczeniom względem siebie. Spotykane bowiem w obrębie omawianej serii łupkowej zmarszczki i drobne fałdki ciągnione, obserwowane w partii granicznej z wyżej i z niżej leżącymi granitognejsami, są obalone ku zachodowi. Tak zorientowane przestrzennie drobne struktury wskazują, że granitognejsy jednostki Lesicy spoczywające na serii łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień zostały przemieszczone ku zachodowi w stosunku do podścielających je ciał granitognejsowych jednostki Czerna.

F. Pauk (1953) prowadzi wzdłuż zachodniej granicy strefy łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień nasunięcie płaszczowiny orlickiej na płaszczowinę Kłapacza, przyjmując wschodnią bądź północno-wschodnią wergencję tych jednostek tektonicznych.

Przedstawione obserwacje wskazują, że w strefie łupkowej Niemojów — Czerwony Strumień zaznacza się względny ruch mas skalnych ku zachodowi, tj. w kierunku przeciwnym niż to wynika z teorii wysuniętej przez F. Pauka.

Niewiele natomiast można powiedzieć o mechanizmie odkształceń w obrębie strefy łupkowej Równi Łomnickiej. Jej stosunek do potężnej masy granitognejsowej jednostki Spalonej jest możliwy do prześledzenia tylko na krótkim odcinku w okolicy Młotów. Stwierdzone tutaj fałdki ciągnione, należące do systemu południowego, wskazują na przemieszczenie serii łupkowej ku wschodowi względem wyżej leżących granitognejsów jednostki Spalonej.

Kierunek ruchu serii łupkowej Równi Łomnickiej w odniesieniu do granitognejsów jednostki Wójtowic występujących w jej obrębie jest trudny do odczytania ze względu na brak fałdków ciągnionych w bezpośrednim sąsiedztwie tych odmian skalnych.

Opisane wyżej przemieszczenia dyferencjalne skierowane na ogół zgodnie z kierunkiem działania stressu kompresyjnego nie należą do jedynych odkształceń z okresu przeobrażeń tektonicznych fałdowań kaledońskich. Obserwowane wyciągnięcia linijne poszczególnych minerałów i ich agregatów wskazują również na wyraźną migrację serii krystalicznych w kierunku prostopadłym do nacisków górotwórczych.

Podczas tego przemieszczenia, zorientowanego na ogół poziomo, masy skalne musiały pokonywać opór wywołany bocznym ciśnieniem przyległych wielkich jednostek tektonicznych.

Jeśli opór ten był dostatecznie duży, mogło dojść do powstania poprzecznych undulacji w obrębie fałdujących się serii skalnych.

Elewacja Mostowic i depresja Czerwonego Strumienia powstały również, jak należy przypuszczać, podczas fałdowań kaledońskich w wyniku przesunięć skierowanych prostopadle do nacisków górotwórczych (elongacje agregatów skaleniowo-kwarcowych zorientowane zgodnie z przebiegiem elementów tektonicznych wyższego rzędu). Przemieszczane poprzecznie do stressu kompresyjnego masy skalne, napotkawszy opór przyległych jednostek tektonicznych, mogły ulec poprzecznej undulacji, tak jak to obserwuje się w innych łańcuchach górskich*.

Podczas fałdowań kaledońskich miała miejsce również kataklaza, której uległa głównie seria infrakrystalna. Jak wykazały obserwacje mikroskopowe, szczególnie duże nasilenie tych deformacji przypada na granitognejsy jednostki Wójtowic położonej w północno-wschodniej części Gór Bystrzyckich w obrębie strefy łupkowej Równi Łomnickiej.

Z omawianą fazą, jak należy przypuszczać, wiąże się również powstanie łupków muskowitzo-epidotowych. Utwory te bowiem wykazują gęstą siatkę złupkowania spękaniaowego, w którym biorą udział łyszczyki jasne, a ponadto nie obserwuje się tutaj porfiroblastów skaleni. Nie można jednak wykluczyć przypuszczenia że wspomniane utwory mogą pochodzić z wcześniejszego etapu rozwojowego, lecz nie uległy procesom metasomatycznym.

Powracając do struktur liniowych związanych z fazą kaledońską należy przypomnieć, iż w odmianie granitognejsów o słabo zachowanej teksturze kierunkowej wykazują one dużą różnorodność kierunków, podczas gdy w pozostałych seriach metamorfiku bystrzyckiego są na ogół podobnie zorientowane.

Dla wyjaśnienia tego zjawiska można by wyrazić przypuszczenie, iż granitognejsy o słabo zachowanej teksturze kierunkowej podczas fałdowań kaledońskich przedstawiały masę, która reagowała na stress kompresyjny w sposób inny niż inne odmiany teksturalne granitognejsów bystrzyckich.

Et ap V. Z okresu tego datuje się powsta-

* Elongacje agregatów skaleniowo-kwarcowych, widoczne głównie w granitognejsach bystrzyckich, ułożone są zgodnie z przebiegiem osi gufrażu i fałdków ciągnionych. Zgodność ta pozwala wnioskować, że wymienione struktury liniowe pochodzą z tego samego okresu przeobrażeń tektonicznych. Nie można wykluczyć jednak przypuszczenia, że część agregatów skaleniowo-kwarcowych mogła ulec elongacji we wcześniejszym etapie rozwojowym Gór Bystrzyckich wieku prekambryjskiego, jak to wykazują niektórzy geolodzy szkoły wrocławskiej w masywie krystalicznym Śnieżnika.

nie młodszego systemu struktur liniowych o kierunku północno-zachodnim, znanych z północno-wschodniej części krystaliniku Gór Bystrzyckich. System ten nałożył się na starsze struktury liniowe (etapu IV) o przebiegu południkowym.

Jak wykazałem poprzednio, zbliżone formy wykształcenia tych dwu systemów mogły powstać jedynie w podobnych środowiskach fizycznych, a tym samym w niezbyt odległym okresie czasu. Dlatego dla omawianych przeobrażeń tektonicznych należy przyjąć również wiek kaledoński, ewentualnie młodokaledoński. Nie jest wykluczone, że są one po prostu przedłużeniem IV etapu przy nieco zmienionym polu sił.

Efekty przeobrażeń pochodzące z tego okresu są dość trudne do odczytania. Stwierdzić tu można jedynie na podstawie nielicznych fałdów ciągnionych, że seria łupkowa Równi Łomnickiej była w tym czasie przemieszczona dyferencjalnie ku północnemu wschodowi w stosunku do nadległych granitognejsów jednostki Spalonej. Poza tym należy przypuszczać, że pojawienie się w tej części terenu silnej kataklazy w obrębie granitognejsów jednostki Wójtowic pochodzi również, przynajmniej częściowo, z omawianego etapu przeobrażeń.

Etap VI. Przeobrażenia związane z tym etapem zaznaczyły się jedynie w granitognejsach jednostki Wójtowic i dostrzegalne są tylko w mikroskopie. Należy do nich posttektoniczny wzrost albitu szachownicowego, który wypiera dynamicznie przeobrażone plagioklasy starszej generacji oraz skałek potasowy.

Proces ten należy wiązać z końcową fazą przebudowy kaledońskiej.

Etap VII. Okres przeobrażeń waryscyjskich zaznaczył się na badanym terenie dużą różnorodnością odkształceń tektonicznych.

Spśród deformacji plastycznych należy wymienić struktury liniowe określane jako drobne fleksury o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego oraz fleksurę Poręby, która powstała w wyniku częściowego wyruszenia z pierwotnego położenia starych form tektonicznych, w konsekwencji czego układają się one miejscami równoleżnikowo. Zapoczątkowane w orogenezie kaledońskiej poprzeczne undulowanie serii krystalicznych Gór Bystrzyckich odżyło podczas fałdowań waryscyjskich w wyniku kompresji południkowej. Dzięki temu powstał dzisiejszy obraz przebiegu foliacji w kształcie litery S, podczas gdy lineacja południkowa zachowała na ogół kierunek zbliżony do pierwotnego.

Deformacje dysjunktywne reprezentowane są przez liczne dyslokacje o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego należące do systemu

przedgórnokredowego. Niektóre z nich mają charakter nasunięć, jak np. linia tektoniczna oddzielająca strefę łupkową Gniewoszków — Kamieńczyk od granitognejsów jednostki Spalonej.

Amplituda przemieszczeń skalnych w obrębie tych dyslokacji jest na ogół nieznana. Wyjątek stanowi uskok Młotów, gdzie stwierdzona intersekcyjnie wielkość zrztu skrzydła południowego wynosi około 950 m.

Do powyższych obserwacji dodać należy, że dyslokacjom towarzyszą brekcje tektoniczne, a miejscami nawet kataklazy.

Ponadto z okresem fałdowań waryscyjskich związane jest również powstanie licznych żył lamprofirowych i porfirowych.

Etap VIII. Transgresja morza górnokredowego została poprzedzona na obszarze Gór Bystrzyckich procesem wietrzenia chemicznego krystalicznych serii skalnych.

Z okresem tym wiąże się powstanie skał wzbogaconych w hematyt, który jest wynikiem rozkładu minerałów zawierających żelazo — głównie biotyty. Takie kopalne strefy wietrzenia zachowały się jedynie w utworach krystalicznych podścielających bezpośrednio transgresywnie leżące osady górnej kredy oraz na obszarach zaburzeń tektonicznych pochodzących głównie z okresu waryscyjskiego.

W pierwszym przypadku proces rozkładu biotyty sięgnął w głąb zaledwie na kilka metrów, w drugim natomiast poszedł znacznie głębiej, aż do kilkudziesięciu metrów.

Etap IX. Kolejna faza kształtująca budowę geologiczną krystaliniku Gór Bystrzyckich, w świetle przeprowadzonych badań B. i J. Donów (1960) w rowie górnej Nysy, została zapoczątkowana już w okresie sedymentacji osadów górnokredowych. Jej ostatecznym efektem, w czasie ruchów młodosaksońskich, było względne wyniesienie badanego obszaru na wysokość ponad 500 m (porównaj rozdział „Odkształcenia dysjunktywne”) wzdłuż linii tektonicznych o przebiegu zbliżonym do południkowego, zaliczonych do systemu pogórnokredowego starszego.

Faza ta spowodowała zmianę pierwotnego ułożenia serii krystalicznych na bardziej lub mniej strome (Dumicz 1960).

Obserwacje spacji pogórnokredowych pozwoliły ustalić, że nachylenie utworów krystalicznych położonych na południowy wschód od Kamieńczyka nie przekraczało 20° przed nastąpieniem omawianej fazy. Nachylenia te były zapewne jeszcze mniejsze przed rozpoczęciem deformacji waryscyjskich, co stwierdzono w innych częściach Sudetów.

Etap X. Kolejna i zarazem ostatnia modyfikacja form tektonicznych metamorfiku bystrzyckiego związana jest z odkształceniami

dysjunktywnymi, które zostały wydzielone pod nazwą systemu pogórnokredowego młodszego. Dyslokacje te mają przebieg zbliżony do równoleżnikowego i rozwinęły się na starych liniach tektonicznych wieku waryscyjskiego. Skala przemieszczenia mas skalnych w obrębie

tego systemu jest rzędu 150 m, tyle bowiem wynosi zrzut uskoku Młotów, największej dyslokacji pochodzącej z omawianego etapu przeobrażeń tektonicznych. Do nich należą również lokalne objawy zbrekcjowania i kataklazy stwierdzone w porfirach i lamprofirach.

UWAGI KOŃCOWE

Postawiona koncepcja budowy geologicznej krystaliniku Gór Bystrzyckich, jak też naszkicowany rys rozwojowy serii skalnych tego regionu, oparte zostały głównie na szczegółowych pracach kartograficznych z uwzględnieniem, w miarę możliwości, wyczerpujących obserwacji drobnych struktur pochodzenia tektonicznego. Badania mikroskopowe, wykonane dla celów geologicznych, nie wyczerpują oczy-

wicie problematyki petrologicznej rozpatrywanych utworów. Potrzeba wszechstronnych badań petrologicznych jest bezsporna, m. in. w celu ostatecznego wyjaśnienia genezy granitognej bystrzyckich. Również zastosowanie mikroskopowych metod analizy teksturalnej może wnieść ważne uzupełnienie do przedstawionych obserwacji drobnych struktur liniowych.

Katedra Geologii Ogólnej
Uniwersytetu Wrocławskiego
i Pracownia Sudecka
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Wrocław, listopad 1961 r.

LITERATURA

- AЖГИРЕЙ Г. Д., 1956 — Структурная геология. Москва.
- БЕЛОУСОВ В. В., 1954 — Основы общей геотектоники. Москва.
- BILLINGS M. P., 1946 — Structural Geology, New York.
- CLOOS E., 1946 — Lineation a critical review and annotated bibliography. Geol. Soc. Amer. Memoir 18.
- DON J., 1958 — Budowa geologiczna krystaliniku na zachód od Łądka. Materiały do konferencji terenowej PAN nad metamorfikiem kłodzkim. Wrocław.
- DONOWIE B. J., 1960 — Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa. Notes on the origin of the Nysa Graben. Acta geol. pol., 10, z. 1. Warszawa.
- DUMICZ M., 1958 — Budowa geologiczna południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Materiały do konferencji terenowej PAN nad metamorfikiem kłodzkim. Wrocław.
- DUMICZ M., 1960 — Obserwacje drobnych struktur tektonicznych w południowej części metamorfiku Gór Bystrzyckich. Notes on minor tectonic structures in the southern part of the metamorphic of the Bystrzyckie Mts. — Sudeten. Acta geol. pol., 10, z. 1. Warszawa.
- FISCHER G., 1935 — Der Bau des Glatzer Schneegebirges. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56. Berlin.
- FISTEK J., GIERWIELANIEC J., 1961 — Objaśnienia do mapy geologicznej Sudetów, arkusze Nowa Bystrzyca (w druku).
- GIERWIELANIEC J., 1961 — Budowa geologiczna okolic Kudowy (w druku).
- GÜRICH G., 1890 — Geologische Übersichtskarte von Schlesien. Mit einem Heft Erläuterungen. 1 : 450 000. Kerns Verlag. Breslau.
- HAIDINGER W., 1847 — Geognostische Übersichtskarte der Österr. Monarchie, 1 : 840 000. Wien.
- KASZA L., 1957 — Budowa geologiczna okolicy Bielic. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948 — Kaledońska prikrková stavba Krknoš a Jizerských hor. Sborn. Statn. Geol. Úst. ČSR, 15. Praha.
- KRETSCHMER F., 1902 — Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens, Jb. RA 52. Wien.
- LEPPLA A., 1900 — Geologische Karte des Niederschlagsgebietes der Glatzer Niesse 1 : 50 000. Berlin.
- LEPSIUS R., 1894—97 — Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 500 000, Sect. 21. Breslau.
- НИКОЛАЕВ В. А., 1957 — Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Москва.
- OBERC J., 1957 a — Zmiany kierunków nacisków górotwórczych w strefie granicznej Sudetów Zachodnich i Wschodnich. Directions of orogenic stresses in the border zone of Eastern and Western Sudeten. Acta geol. pol. 7, z. 1. Warszawa.
- OBERC J., 1957 b — Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Białskich i obniżenia Stronia Śląskiego. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- OBERC J., 1958 — Aktualne zagadnienia geologii metamorfiku Śnieżnika. Prz. geol. 7. Warszawa.
- OBERC J., 1960 — Podział geologiczny Sudetów. Geological subdivision of the Sudeten. Inst. Geol., 30, cz. II. Warszawa.
- PAUK F., 1953 — Poznámky ke geologii Orlických hor a Králického Sněžniku. Vestn. Ust. Geol. 28. Praha.
- PETRASCHECK W., 1909 — Die kristallinen Schiefer des nördlichen Adlergebirges. Jb. RA 59. Wien.

- RODE K., 1927 — Der Lomnitzkamm im Habelschwerdter. Bau- und Oberflächengestalt. Neus. Jb. Miner. Beil. 56—57. Stuttgart.
- SAWICKI L., 1958 — Wstępne sprawozdanie z badań geologicznych w okolicy Międzyzlesia (Sudety Środkowe). Preliminary report on geological research in region of Międzyzlesie (Middle Sudeten). Kwart. geol. t. 2, z. 2. Warszawa.
- SHROCK R. R., 1948 — Sequence in layered rocks. New York, Toronto, London.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formations of the Sudeten Mountains. Roczn. Pol. Tow. Geol. 21, z. 1. 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. 1. Warszawa.
- SMULIKOWSKI K., 1960 — Evolution of granite — gneisses in the Śnieżnik Mountains — East Sudetes, Report of the Twenty First Session Norden part 14. Copenhagen.
- SMULIKOWSKI W., 1959 — Gnejsy Sowiej Kopy koło Stronia Śląskiego. Gneisses of Sowie Kopa near Stronie (East Sudetes). Arch. Miner. 22, z. 1. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1956 a — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Sudetic Caledonides and their Variscian rebuilding. Prz. geol. 3. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1956 b — Some remarks on the tectonic structure of Caledonides and Variscides in the Sudeten. Bull. Acad. Pol. sc. Cl. 3. Warszawa.
- TEISSEYRE H., 1957 — Budowa geologiczna okolic Międzygórza. Przewodnik do XXX Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Ziemi Kłodzkiej. Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1959 — Einige Bemerkungen über die Mikrostrukturen in der tektonischen Forschung. Freiburger Forschungshs. C 57. Berlin.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., — 1957 — Regionalna geologia Polski, t. 3, z. 1, Kraków.
- TEISSEYRE J., 1959 — Skały wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika. The lime-silicate rocks of the Śnieżnik Mountains in the Sudetes. Arch. Miner. 23, z. 1. Warszawa.

Marian DUMICZ

GEOLOGY OF THE CRYSTALLINE MASSIF OF THE BYSTRZYCKIE MTS.

Summary

Abstract: A brief description is given of the petrography of the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts., together with a detailed tectonic analysis. An attempt is made to interpret the tectogenesis of this area. Microscopic observations, a study of the

linear structures and intersection have enabled the writer to reconstrue the successive evolutionary phases of the Bystrzyckie crystalline massif and the petrogenetic and tectonic events which occurred there.

CRYSTALLINE ROCK SERIES

The writer's investigations, which are carried out under the guidance of Professor H. Teisseyre, cover the whole crystalline series of the Bystrzyckie Mts. lying within Polish territory.

Two chief rock sequences have been distinguished among the crystalline rocks. They are represented by the schiste complex of the older (supracrustal) sequence, and the Bystrzyca granitegneisses representing the younger (infracrustal) sequence.

Cataclastic rocks constitute a separate group, since both the infra- and the supracrustal series were their initial feeders.

The last group distinguished among the crystalline series consists of vein rocks of the lamprophyre and porphyry types.

The schiste series (supracrustal) forms 4 separate zones in the rockmass of granitegneisses, i. e.

- 1) Niemojów — Czerwony Strumień zone,
- 2) Gniewosów — Kamieńczyk zone,
- 3) Mostowice — Jagodna zone,
- 4) Równia Łomnicka zone.

The schiste zones just mentioned contain different varieties of mica schists and paragneisses. Many occurrence sites of quartzites, quartzite-graphite schists, crystalline limesto-

nes, erlans and amphibolites have been encountered within them, also one locality of porphyroids. Mica schists are often enriched in chlorite and epidote.

The presence of two generations of plagioclases may be observed within the majority of these lithological varieties. The older generation is represented by fine-grained aggregates of this mineral. They are often elongated concordantly with the foliation of the rock, and distinctly seriticised. Plagioclases of the younger generation as a rule develop in their ground mass. In this case the crystals are oriented independently of foliation and they contain inclusions of biotite and of graphite. These have a spiral or sigmoidal arrangement that results in the so called helicitic structures.

Potassium feldspar occurs locally represented by microcline porphyroblasts.

The younger sequence of the Bystrzyckie Mts. crystalline massif is represented by the infracrustal series which consists of the Bystrzyca granite-gneisses. They have been distinguished on the geologic map into 5 main varieties:

- 1) aplite gneisses,
- 2) laminated-augen-granite-gneisses,
- 3) rod-like granite gneisses,

4) granite-gneisses with hardly detectable directional texture,

5) cataclastic laminated-augen — granite-gneisses.

The four first varieties of granite-gneisses differ in texture and structure only, while their petrographic composition is very much alike. Their common characteristic is the presence of two generations of plagioclases and the common occurrence of microcline porphyroblasts.

Rocks differentiated under the name of cataclastic laminated-augen granite-gneisses differ from the other varieties in general cataclasis and the presence of a checkered post-tectonic albite. This has been formed from tectonically granulated plagioclases and potassium feldspar.

The following important conclusions concerning the relation of the Bystrzyca granite-gneisses to the original supracrustal series are drawn of geological and microscopic observations:

1. The course of the granite-gneisses coincides with that of the shale complex, as is stressed by the parallel foliation of shales in relation to the general intersection of the mass of granite-gneisses.

2. The occurrence within the granite-gneisses, particularly so in their peripheral zones, of numerous intercalations of amphibolites, quartzites, quartzite-graphite shales and mica schists. These intercalations are characteristic by their concordant arrangement in relation to the course of the supracrustal cover.

3. The presence within the contact area of granite-gneisses with mica schists of a wide scale of intergrading rocks. Moreover, the passage zone contains thin interbeddings of typical granite-gneisses as well as of mica-schists. No intrusive contact, however, is present.

4. The occurrence of larger amounts of quartzite and quartzite shales, invariably within the border zone of mica schists and granite-gneisses. Aplite gneisses occupy a similar position. This type of rocks from the Śnieżnik area is connected by W. Smulikowski (1959) with quartzites subjected to metasomatic granitisation.

5. Common presence of microcline porphyroblasts in the granite-gneisses. These porphyro-

blasts often display helicitid structures which consist of inclusions of micas, quartz, and the pigment of an indeterminate mineral, possibly graphite.

6. The absence of contact minerals within the shale complex on the border zone with granite-gneisses. Microcline porphyroblasts sporadically occur in mica schists, amphibolites and erlans.

In view of K. Smulikowski's statement (1958) that „...within the Sudeten... he did not encounter gneisses whose origin could be undoubtedly traced to purely magmatic granites”, the afore mentioned observations might reasonably suggest that the Bystrzyca granite-gneisses owe their formation, at least partly, to metasomatic granitisation. This interpretation seems all the more plausible in that the rocks under discussion, according to H. Teisseyre and K. Smulikowski (1957), are undoubtedly the equivalent of the granite-gneisses of Śnieżnik. The latter were subsequently demonstrated by K. Smulikowski (1957) to be the product of the metasomatic granitisation of the supracrustal shale series.

Rocks dynamically metamorphosed constitute the next group. They differ widely in age, origin and extent of dynamic metamorphism.

During the writer's field work he was able to differentiate a number of types which have been microscopically determined as blastomylonites, cataclasites and tectonic breccias.

The blastomylonites occur within the shale series of the Gniewoszków — Kamieńczyk zone and are characterised by post-tectonic microcline and plagioclase blastesis.

The cataclasites and tectonic breccias are most widely spread in the infracrustal series where they occur in association with dislocation zones, particularly those of equatorial direction. Vein rocks of the type of lamprophyres and porphyries are the last group differentiated in the crystalline Bystrzyca series. They are encountered in dislocation zones of both the supra- and the infracrustal series. Minette and kersantite have been distinguished among the lamprophyres. Porphyries are represented by a quartz-rich variety. All these rocks, porphyry in particular, display local symptoms of distinct cataclasis.

TECTONICS

The geological structure of the area considered consists of two main rocks sequences, i. e. the Bystrzyca granite-gneisses and the shale series that they contain.

On the whole the shale zones occur conformably with the trend of foliation which follows here a meridionally directed sigmoidal course and has an approximately westward dip.

In the south-eastern part the trend of foliation is somewhat different. Here the crystalline series are arched northwards and dip outside the arch.

Microstructures of tectonic origin are an important element in the study of the geology of the crystalline series. Three systems have been distinguished within the Bystrzyckie Mts.:

- 1) meridional system,
- 2) north-western system,
- 3) equatorial system.

The two first systems are represented by gouffrage, drag folds and, locally, by directional elongation of minerals.

System 3 is represented by small flexures, as a rule associated with fissures.

Linear structures with a meridional trend are not uniformly distinct in the particular varieties of metamorphic rocks. In the northern zone they occur in azimuths of a N—S direction, and dip north at $5-15^\circ$. Southwards, in the vicinity of Mostowice, without deviating from their course, they lie horizontally and then dip south, at a maximum angle of 40° in Poręba and a minimum one of $5-3^\circ$ at Kamięńczyk.

Within the granite-gneisses that occur SE of Kamięńczyk the lineation system occurs in azimuths of $10-20^\circ$ and dips northeast at an angle ranging from $20-60^\circ$.

Drag folds that belong to the meridional system are inclined west in the Niemojów — Czerwony Strumień zones. In the south-western wing of the Gniewoszów — Kamięńczyk zone the folds are inclined westwards, those in the northeastern wing to the east.

Another system of linear structures, distinguished as the north-western system, is indicated only in the mica schists, mainly within

the Równia Łomnicka zone. The drag folds of this system are all inclined SW.

The linear structures of the third — equatorial — system occur within both the supracrustal and the infracrustal series. The flexures which represent this system face the south.

Several major tectonic units have been distinguished within the crystalline massif of the Bystrzyckie Mts. They are:

- 1) Wójtowice unit,
- 2) Spalona unit — between Jagodna and Kamięńczyk under a cover of Upper Cretaceous deposits of the upper Nysa graben,
- 3) Czerniec unit,
- 4) Lesica unit.

These units are built of granite-gneisses and have a general anticlinal form. They follow a meridionally oriented sigmoidal course. This phenomenon is associated with the transversal Mostowice elevation in the northern part of the geologic map, and with the transversal Czerwony Strumień depression in the southern part. The Poręba flexure in the central part of Góry Bystrzyckie Mts. has resulted in result therefrom.

The geologic maps show that the Bystrzyckie area is transected by numerous faults. Owing to the direct contact of metasomatic rocks with Upper Cretaceous deposits these dislocations can be classed into three systems varying in age:

- 1) pre-Upper Cretaceous system — with an equatorial course,
- 2) older post-Upper Cretaceous system — which delimits the Bystrzyca crystalline massif from the Cretaceous upper Nysa graben,
- 3) younger post-Upper Cretaceous system — in most cases on the pre-Upper Cretaceous system.

ON THE TECTOGENESIS OF THE CRYSTALLINE MASSIF OF BYSTRZYCKIE MTS.

On evidence of analytical data from the crystalline massif of Bystrzyckie Mts. presented in this paper it can be inferred that the geology of this region developed in the course of several evolutionary phases associated with various geological events. While no particular difficulties are experienced in tracing the sequence of the particular events, their dating is handicapped.

The history of Bystrzyckie Mts. starts with a Precambrian sedimentary cycle of rocks of indeterminate age.

In the next evolutionary phase, likewise Precambrian, the sedimentary series was folded and metamorphosed, causing the formation of

the supracrustal series. Until the present methods of investigation have been improved a reconstruction of the tectonic style of this phase does not seem feasible.

In the third Pre-cambrian phase the crystalline rocks of the Bystrzyckie Mts. were further folded and geological processes occurred resulting in the formation of the infracrustal series. Thus, greatly simplifying, the crystalline Bystrzyca massif, during the third evolutionary phase consisted of two stages: an infracrustal lower stage, petrographically rejuvenated, and a supracrustal stage of older age.

The question here arises whether, and to what extent, the infracrustal stage followed the

contours of the earlier tectonic elements formed within the supracrustal series.

Some structures such as anticlines and overthrusts doubtlessly constituted an environment favourable to the formation of granite-gneisses. On the other hand lithological facies may likewise create a tendency for the formation of granite-gneisses if we accept their metasomatic origin.

In effect these processes cause that the general course of granite-gneisses agrees with the earlier tectonic structures of the supracrustal series. In some details, however, this unconformity is not retained, as can, above all, be seen in cross sections. Finally, as may be supposed, the granite-gneisses occur as domes or in the form of anticlines and overthrusts. These embrace assemblages or fragments of intricate tectonic structures belonging to the second evolutionary phase of the Bystrzyckie Mts.

The significance of the phase here considered is exceptionally important. On the one hand it is responsible for the present lithological development of most of the crystalline series from the investigated region, on the other hand it introduced a distinct tendency to later tectonic modifications.

The fourth evolutionary phase of the metamorphic series of the Bystrzyckie Mts. is characterised by foldings, which, after H. Teisseyre (1957), are associated by the writer (1960) with the Caledonian orogeny. J. Oberc (1957, 1960) assigns a late Precambrian age to these orogenic movements and refers them to the younger pre-taconian folding.

In agreement with the opinion of H. Teisseyre it may be supposed that these foldings invaded the crystalline Bystrzyca massif after it had attained a sufficient degree of rigidity. In result of the last processes it consisted of two interlocking rock series: the lower infracrustal with anticlinal elements, and the upper supracrustal series. Consequentially these structures had a folded character with a submeridional course. Thus oriented schist- and granite-gneisses, differing in mechanical competence, must have displayed different reaction to equatorial compression to which they were subjected during Caledonian orogeny.

Along with the growing intensity of tangential movements the rather plastic schist series, inserted within the rigid granite-gneiss rock-mass, were gradually squeezed out into higher intersection horizons, i.e. in the direction of a lower pressure zone.

The schist zones of Gniewoszów — Kamieńczyk and of Mostowice — Kamieńczyk illustrate the mechanics of this concept of tectonic

deformations. The drag folds here observed indicate an easterly tectonic migration of the schist series in relation to the overlying and underlying granite-gneisses which dip approximately westward.

During the Caledonian orogeny some of the granite-gneisses were likewise strongly mutually dislocated. The minor foldings and fracture cleavage that have been observed within the Niemojów — Czerwony Strumień schist zone indicate the westward dislocation of the granite-gneiss Lesica unit in relation to the granite-gneiss unit of Czerniec.

Very probably the Mostowice elevation and the Czerwony Strumień depression were formed during Caledonian folding owing to tectonic transport that was directed vertically to orogenic pressure, — as is indicated by linear elongation of minerals oriented conformably with the course of tectonic elements. The rock masses that were migrating transversely to the stress of compression may have been subjected to transversal undulation upon meeting the resistance of adjacent areas.

The fifth evolutionary phase is largely a continuation of the 4th phase, under somewhat modified directions and intensity of pressure. With this phase are connected the linear structures of the north-western system and the general cataclasis within the granite-gneisses of the Wójtowice unit.

The sixth evolutionary phase, likewise Caledonian, is expressed within the granite-gneisses of the Wójtowice unit by the post-tectonic growth of the checkered albite which replaces the dynamically metamorphosed plagioclases and microcline.

The seventh phase covers the period of Variscan dislocations. The transversal undulation of the Góry Bystrzyckie crystalline series, which had commenced during the Caledonian orogeny, regained its activity owing to meridional compression. The present sigmoidal foliation pattern here, resulted from this process. The Poręba flexure was then definitely formed and numerous dislocations were produced. They belong to the pre-Upper Cretaceous system where equatorial direction preponderates.

The formation of lamprophyre and porphyry veins is likewise connected with the period of Variscan foldings.

The eighth phase embraces the surficial process of chemical weathering of the crystalline series which preceded the Upper Cretaceous transgression.

B. and J. Don (1960) suppose that the ninth evolutionary phase of the crystalline Bystrzyca massif commenced during Upper Cretaceous

sedimentation. It ended during the young Saxonian movements after a relative elevation of the area here considered, along tectonic lines that belong to the older post-Upper Cretaceous system.

The tenth and last evolutionary phase of

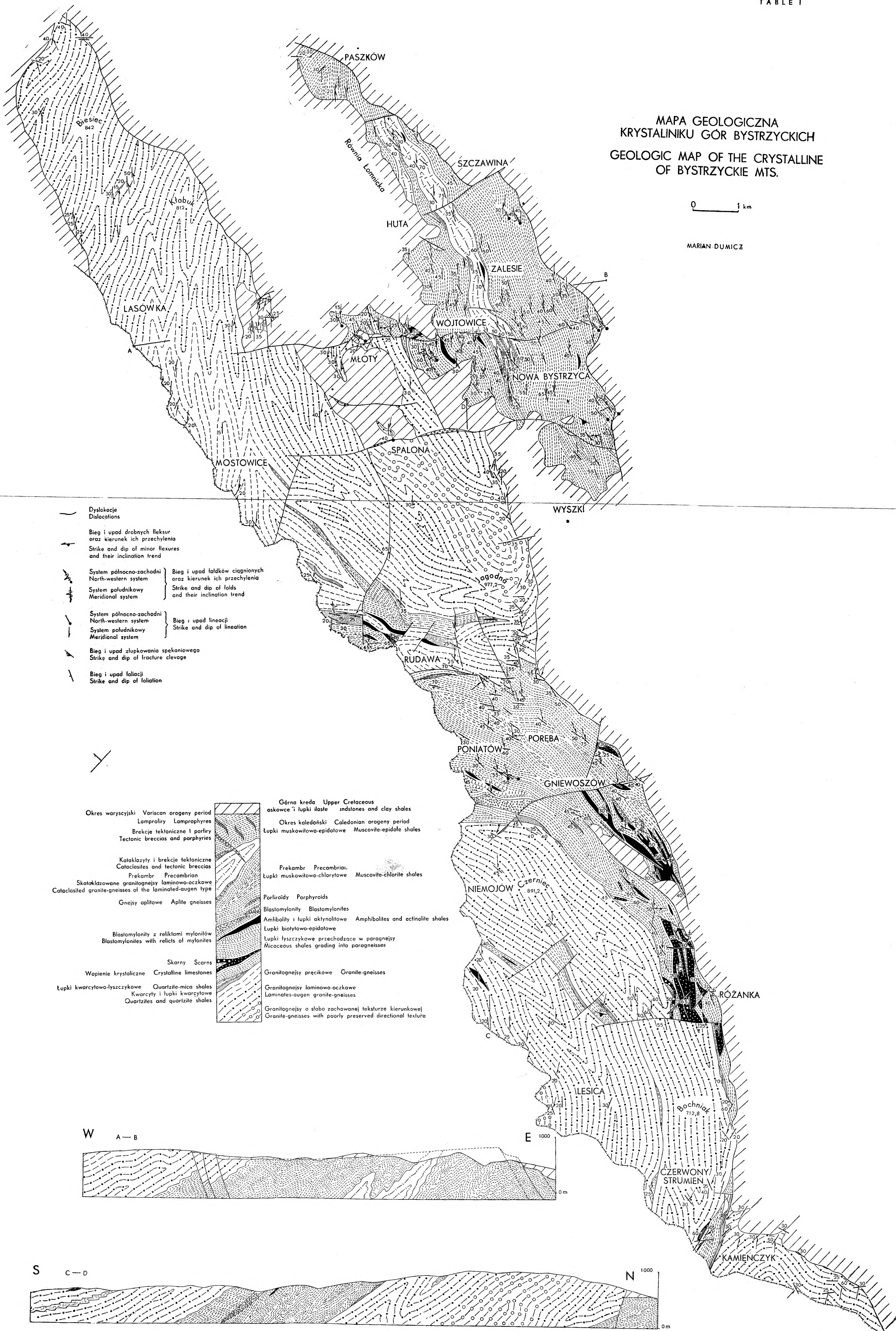
the Bystrzyca metamorphic massif is associated with disjunctive dislocations which are distinguished as the younger post-Upper Cretaceous system. These dislocations have a sub-equatorial course and, as a rule, follow the Variscan tectonic pattern.

Dept. of General Geology
Wrocław University
and Sudetic Laboratory
Institute of Geology of the
Polish Academy of Sciences,
Wrocław, November 1961

MAPA GEOLOGICZNA
KRYSZALINIKU GÓR BYSTRZYCKICH
GEOLOGIC MAP OF THE CRYSTALLINE
OF BYSTRZYCKIE MTS.

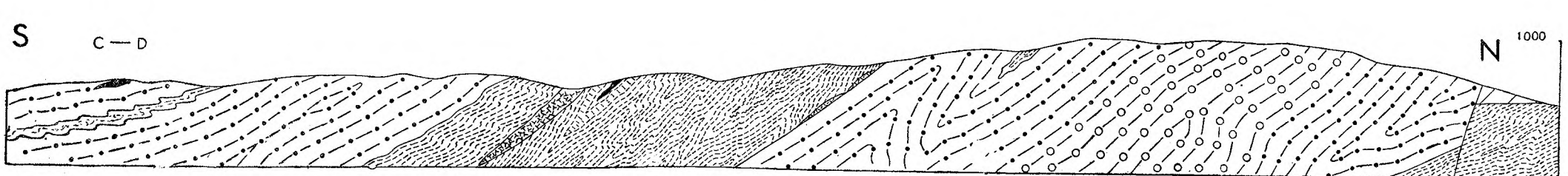
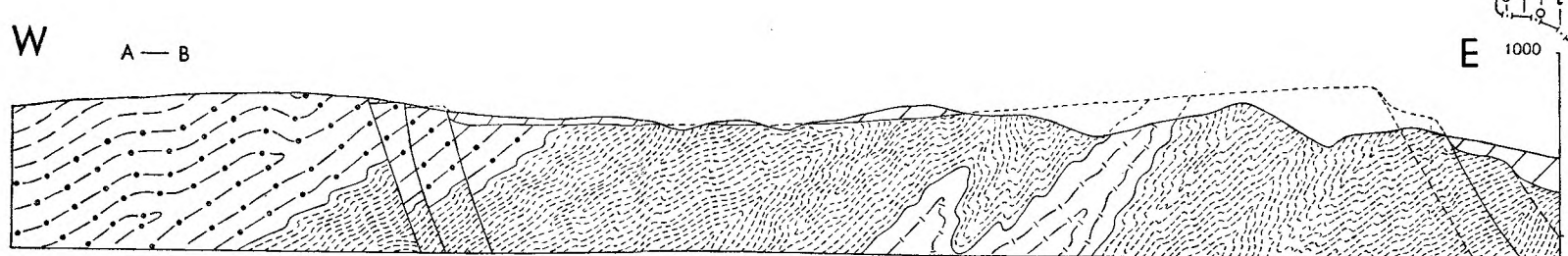
0 1 km

MARIAN DUMICZ



- Dyslokacje
Dislocations
- Bieg i upad drobnych fleksur
oraz kierunku ich przechylenia
Strike and dip of minor flexures
and their inclination trend
- System północno-zachodni
North-western system
- System południkowy
Meridional system
- Bieg i upad fałdków ciągniętych
oraz kierunku ich przechylenia
Strike and dip of folds
and their inclination trend
- System północno-zachodni
North-western system
- System południkowy
Meridional system
- Bieg i upad lineacji
Strike and dip of lineation
- Bieg i upad złupkowania spekania
Strike and dip of fracture cleavage
- Bieg i upad foliacji
Strike and dip of foliation

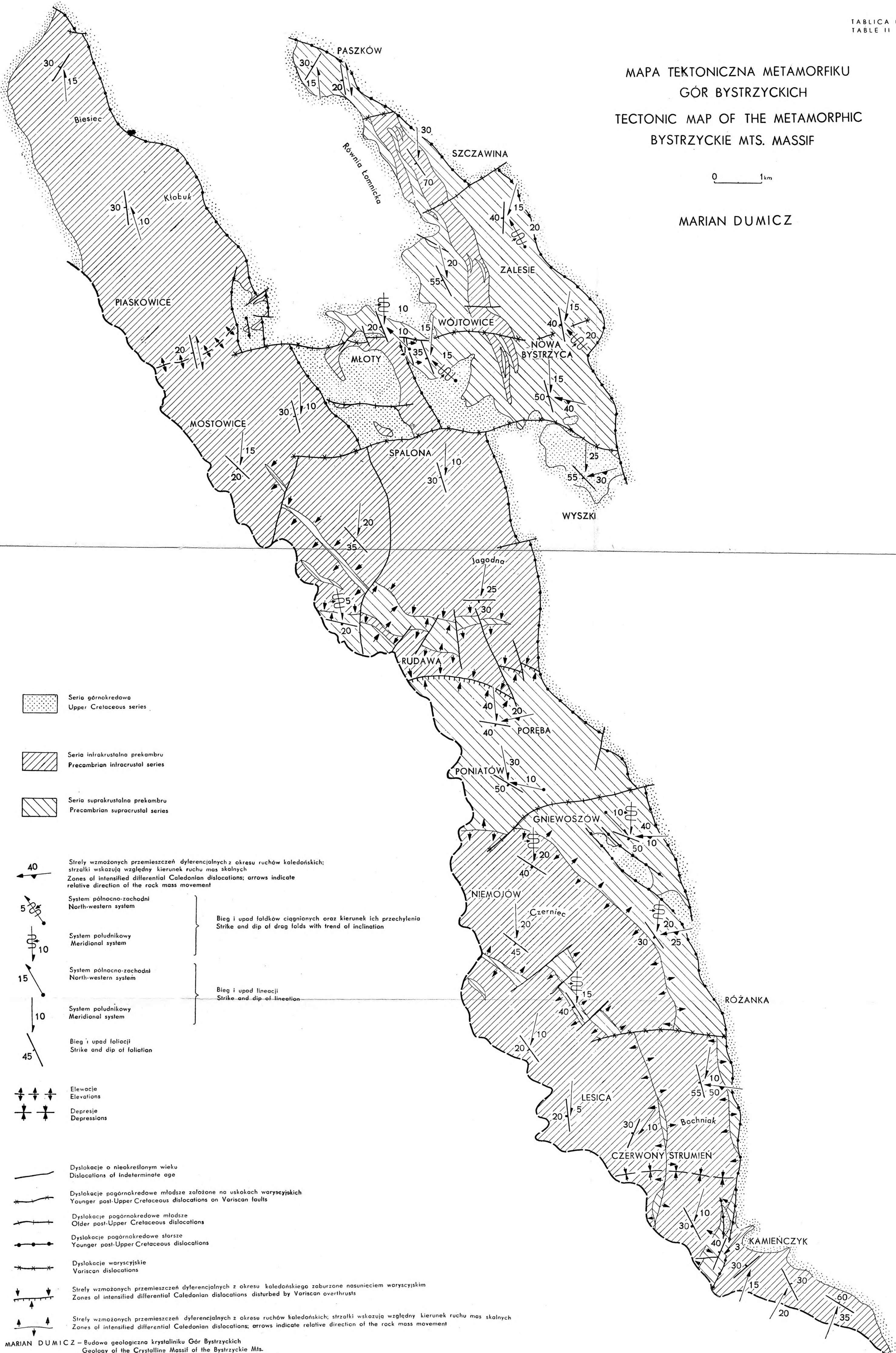
Okres warszycyjski Variscan orogeny period	Górna kreda Upper Cretaceous
Lamprofiry Lamprophyres	oskockie i łupki ilaste sandstones and clay shales
Brekcie tektoniczne i porfiry Tectonic breccias and porphyries	Okres kaledoński Caledonian orogeny period
Kataklasty i brekcie tektoniczne Cataclasites and tectonic breccias	Łupki muskowiowo-epidotowe Muscovite-epidote shales
Prekambr Precambrian	Prekambr Precambrian
Skatylizowane granitognejsy laminowo-oczkowe Cataclastic granite-gneisses of the laminated-augen type	Łupki muskowiowo-chlorytowe Muscovite-chlorite shales
Gnejsy aplitowe Aplite gneisses	Porfirydy Porphyroids
Blastomylonity z relikami mylonitów Blastomylonites with relicts of mylonites	Blastomylonity Blastomylonites
Skarny Scarns	Amfibolity i łupki aktynowitowe Amphibolites and actinolite shales
Wapień krystaliczne Crystalline limestones	Łupki biotytowo-epidotowe Biotite-epidote shales
Łupki kwarcytowo-łuszczkowe Quartzite-mica shales	Łupki łuszczkowe przechodzące w paragnejsy Micaceous shales grading into paragneisses
Kwarcyty i łupki kwarcytowe Quartzites and quartzite shales	Granitognejsy precikowe Granite-gneisses
	Granitognejsy laminowo-oczkowe Laminated-augen granite-gneisses
	Granitognejsy o słabo zachowanej teksturze kierunkowej Granite-gneisses with poorly preserved directional texture



MAPA TEKTONICZNA METAMORFIKU
GÓR BYSTRZYCKICH
TECTONIC MAP OF THE METAMORPHIC
BYSTRZYCKIE MTS. MASSIF

0 1 km

MARIAN DUMICZ



MARIAN DUMICZ - Budowa geologiczna krystaliniku Gór Bystrzyckich
Geology of the Crystalline Massif of the Bystrzyckie Mts.

Attention: English explanation of the 4th mark from the bottom should be as follows:
„Older post-Upper Cretaceous dislocations”, the 5th mark from the bottom should be as follows:
„Younger post-Upper Cretaceous dislocations”.