

Juliusz TEISSEYRE

BUDOWA GEOLOGICZNA WSCHODNIEJ CZĘŚCI OKRYWY GRANITU KARKONOSZY W OKOLICACH MIEDZIANKI (SUDETY ZACHODNIE)

SPIS TREŚCI

Streszczenie	481
Wstęp	482
Uwagi o metodach pracy i nomenklaturze tektonicznej	486
Metamorficzne serie skalne	497
Seria Rudaw Janowickich — Śnieżki	497
Seria Leszczyńca	508
Seria Przybkowic	512
Zieleńce Gór Ołowianych	514
Niemetamorficzne serie skalne	517
Tektonika	523
Charakterystyka tektoniczna wyróżnionych jednostek	523
Tektonika uskokowa	535
Wnioski końcowe	537
Literatura	539
Summary	542

Streszczenie

Jak wynika z systematycznych badań petrograficznych i tektonicznych, jednostki tektoniczne wyróżnione przez J. Oberca (1960b) i autora niniejszej pracy różnią się od siebie zespołem cech petrograficznych i strukturalnych. Seria jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki wykazuje znamiona wieloetapowych przemian, związanych z głównymi fazami ruchów tektonicznych. Wyraźna zbieżność kierunków głównej lineacji w jednostce Rudaw Janowickich — Śnieżki z kierunkiem lineacji b₁ siodła Bolków — Wojcieszów wskazuje, że lineacje te są być może równowiekowe; oznacza to, że główne fałdowanie jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki jest prawdopodobnie wieku kaledońskiego. Wstępne badania nad jednostką Lesz-

czyńca wskazują na jej wyraźną odrębność zarówno litologiczną, jak i tektoniczną. Zieleńce i fyllity elementu Przybkowic wykazują duże podobieństwo do ordowickich członów jednostki Bolkowa. Badania strukturalne w jednostce Dobromierza wskazują na monoklinalny układ tworzących ją elementów fałdowych. Główny uskoku śródsudecki jest prawdopodobnie strukturą poligeniczną, związaną w zasadzie z waryscyjską przebudową okrywy granitu. Dyslokacja ta została częściowo wykorzystana przez intruzję granitu Karkonoszy. Późniejsza przebudowa uskoku śródsudeckiego w czasie ruchów saksońskich jest dość prawdopodobna, chociaż nie jest dotychczas udokumentowana w sposób pewny.

WSTĘP

Praca niniejsza stanowi podsumowanie badań prowadzonych przez autora w latach 1957—1958 i 1960—1962 na obszarze pomiędzy Radmierzem na północnym zachodzie, Świdnikiem na północnym wschodzie, Mniszkowem na południowym zachodzie i Płoszowem na południowym wschodzie. Materiały polowe opracowano kameralnie w latach 1961—1963.

W północnej części obszaru badania objęły całe pasmo Gór Ołowianych, a w południowej północne i wschodnie stoki pasma Rudaw Janowickich, aż po północne zbocze Małego Wołka. Wymienione pasma górskie przedziela dolina Bobru, która na odcinku pomiędzy Ciechanowicami a Janowicami Wielkimi ma charakter przełomowy (fig. 1).

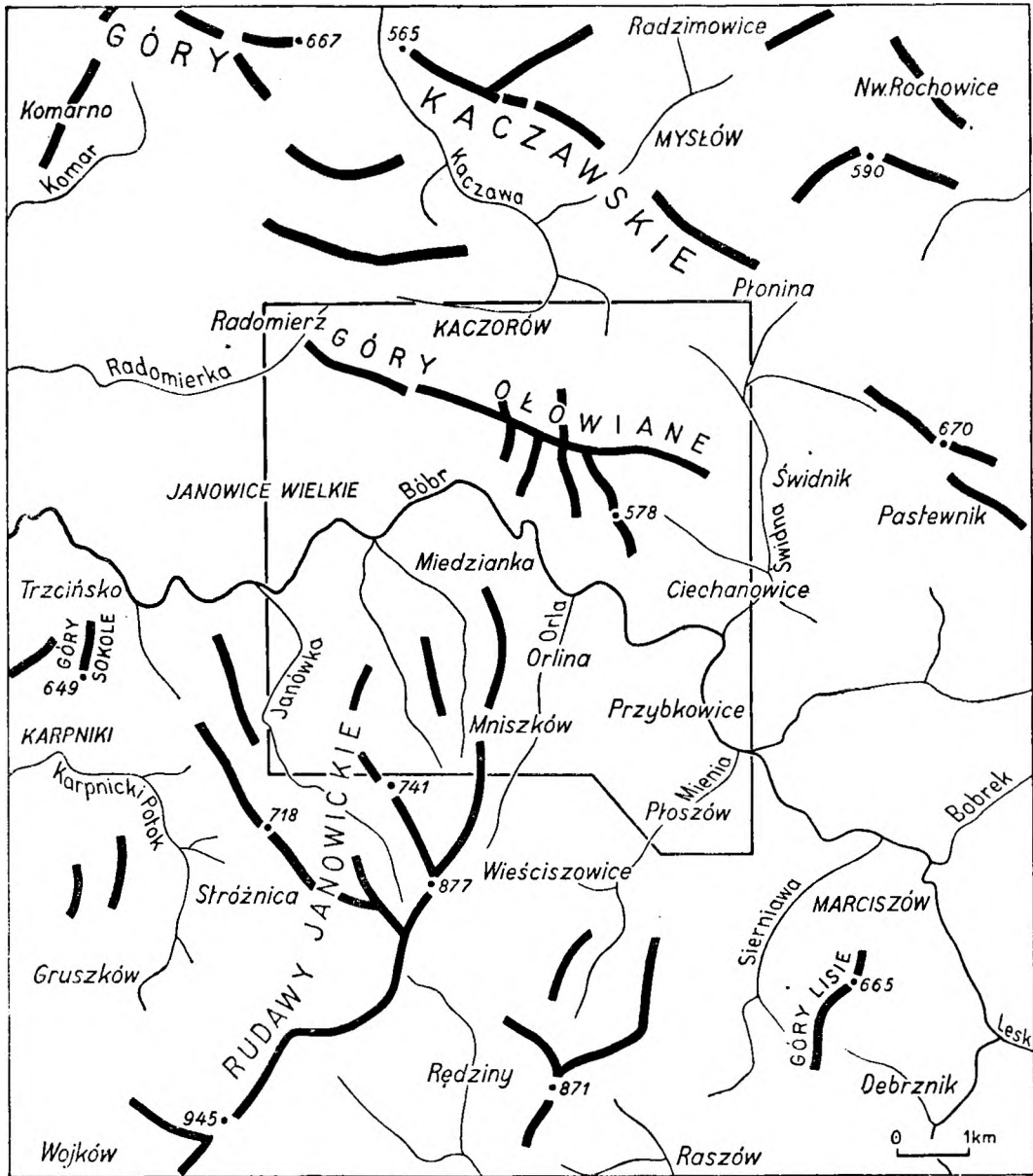


Fig. 1

Szkic morfologiczny Rudaw Janowickich i Gór Ołowianych
Ramka określa zasięg szczegółowych badań geologicznych

The morphological sketch map of the Rudawy Janowickie and Góry Ołowiane mountain ranges the area discussed in this paper is framed

Na badanym obszarze można wyróżnić co najmniej cztery jednostki geologiczne wyższego rzędu:

- 1) kaledonidy Gór Kaczawskich; skały tu należące tworzą grzbiet Gór Ołowianych;
- 2) granit Karkonoszy;
- 3) serie skalne metamorficznej okrywy granitu tworzące wschodnie i północne zbocza Rudaw Janowickich, których partie grzbietowe zbudowane są z granitu;
- 4) niecka śródsudecka; kulm stanowiący najniższe piętro wypełniających ją osadów występuje na opisanym obszarze w kolicy Ciechanowic.

Granica pomiędzy granitem Karkonoszy i jego metamorficzną okrywą z jednej strony a kaledonikiem Gór Kaczawskich z drugiej ma charakter walnej dyslokacji. Uskok ten, nazwany głównym uskokiem śródsudeckim (*Inner-sudetische Hauptverwerfung* — Berg 1912b), przebiega południowymi zboczami Gór Ołowianych, a w okolicy Ciechanowic zanika pod kulmem. Opisany wyżej podział na główne jednostki geologiczne przedstawia szkic tektoniczny (fig. 2).

Tradycje poszukiwań geologicznych na badanym obszarze są bardzo stare. Wiążą się one w sposób ścisły z występującymi na terenie Rudaw Janowickich oraz Gór Ołowianych złożami rud polimetalicznych. Pierwsze znane nadanie górnicze pochodzi z 1311 r. (*vide* Steć, Walczak 1962).

Pierwsze badania geologiczne Rudaw Janowickich pochodzą z XVIII w. i są związane z rozwijającą się wówczas w Niemczech szkołą H. G. Wernera. Źródła te nie są mi znane. Można jednak przypuszczać, że z nich czerpał wiadomości Stanisław Staszic, pisząc w 1815 r. na temat Karkonoszy i obszarów przyległych następujące słowa: „*Gory pierwotne w Śląsku, które nazywają się po niemiecku Riesen-Gebirge, a w języku słowiańskim Wielikońskie Gory. Nie są odnogą z gory pierwotnej Karpatow — ale odnogą łańcucha gor pierwotnych z Tyrolu ciągnących — które w okolicy miasta Linz między Deckendorf a Krems przechodzą Dunaj i ciągną przez Czechy w Saxonii. Wielikońskie gory pierwotne leżą w Xięstwie Jaworskiem mil 10 wzdłuż a około 6 mają w szerz. Tu są najdawniejsze osady Serbow i Wendencyków narodów Słowiańskich. Skład tych gor jest granit i gnejs jednolity, w jednym i w drugim kwarc przemaga*”.

Przytoczony wyżej cytat zasługuje na uwagę jako prawdopodobnie najstarsza w piśmiennictwie polskim wzmianka o geologicznym charakterze Karkonoszy i obszarów przyległych.

Pierwsze prace geologiczne o bardziej nowoczesnym znaczeniu pochodzą z połowy XIX w.

Dotyczyły one zagadnień złożowych z bardzo pobieżnie naszkicowanym tłem geologicznym, jak prace M. Websky'ego (1853, 1870), lub były pierwszymi próbami ujęcia petrografii granitu Karkonoszy, jak praca G. Rosego (1842).

Zasadnicze znaczenie dla opisywanego obszaru miały prace G. Berga. Badacz ten zajmował się bardzo wieloma zagadnieniami od problemów morfologicznych (1911a, b), złożowych (1913, 1934), aż po szczegółowe opisy petrograficzne (1912b, c, 1923, 1938).

Wydane po raz pierwszy w roku 1912 objaśnienia do mapy geologicznej Miedzianki (Kupferberg) 1:25 000, wznowione w roku 1938, mają dziś jeszcze zasadnicze znaczenie dla badanego obszaru, przede wszystkim jako źródło szczegółowych opisów petrograficznych oraz jako prawie jedyny w tej chwili informator o dawnym kopalnictwie. Prace G. Berga cechuje wielka powściągliwość w wyciąganiu wniosków tektonicznych. Z map i przekrojów przedstawionych przez tego autora wynika, że tektonikę rozwiązywał on metodą uskokową.

Tektoniką wschodniej części osłony Karkonoszy zajmował się H. Cloos (1925) omawiając kierunki drobnych fałdów na obszarze pomiędzy Janowicami Wielkimi a Svobodą nad Upą. Jego uwagi o tektonice tego obszaru mają jednak charakter przyczynkowy do pracy o tektonice granitu Karkonoszy. Drobne fałdy na omawianym terenie obserwował również M. Schwarzbach (1939). Jego spostrzeżenia, o charakterze również przyczynkowym, dotyczyły głównie stosunku Gór Kaczawskich do bloku Karkonoszy.

W latach powojennych* na szczególniejszą uwagę zasługują prace O. Kodyma i J. Svobody (1948). Badacze ci przyjmowali dla bloku Karkonoszy i Gór Izerskich budowę płaszczowinową, wyróżniając tu płaszczowinę sudecką i subsudecką. Poglądy te, przyjęte na ogół przychylnie przez geologów polskich (por. Smulikowski 1952, Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957), spotkały się z dość ostrą krytyką ze strony geologów czeskich (Maška 1954, Chaloupky 1958) oraz niemieckich (Watznauer 1953).

Zbadany dotychczas materiał nie stanowi zdaniem autora podstawy do zajęcia stanowiska w sprawie poglądów Kodyma i Svobody oraz nie pozwala na uogólnienie o budowie geologicznej tego skomplikowanego obszaru.

Prace geologów polskich, zapoczątkowane na tym terenie stosunkowo niedawno, zgromadziły jednak sporo materiału obserwacyjnego. Pierwsze prace dotyczą sedimentologii i stratygrafii kulmu (Radwański 1954, Żak 1958). Nawiązując do wyników badań autorów niemieckich a także pierwszych badaczy polskich, H. Teisseyre wystąpił z propozycją przedstawie-

nia całej wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy jako załomu fleksuralnego, powstałego w czasie waryscyjskiej przebudowy (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957). Teza ta znalazła swoje rozwinięcie w późniejszych pracach innych autorów.

Opublikowane opracowania petrograficzne dotyczą obszarów położonych na południe od

opisywanego terenu oraz granitu Karkonoszy. Są to prace O. Juszkowiaka (1957), M. i J. Szałamachów (1958) oraz prace M. Borkowskiej (1957, 1966). Podkreślić przy tym należy, że M. i J. Szałamachowie (1958) jako pierwsi zaproponowali podział skał metamorficznych wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy wydzielając serię kowarską, serię Niedamirowa

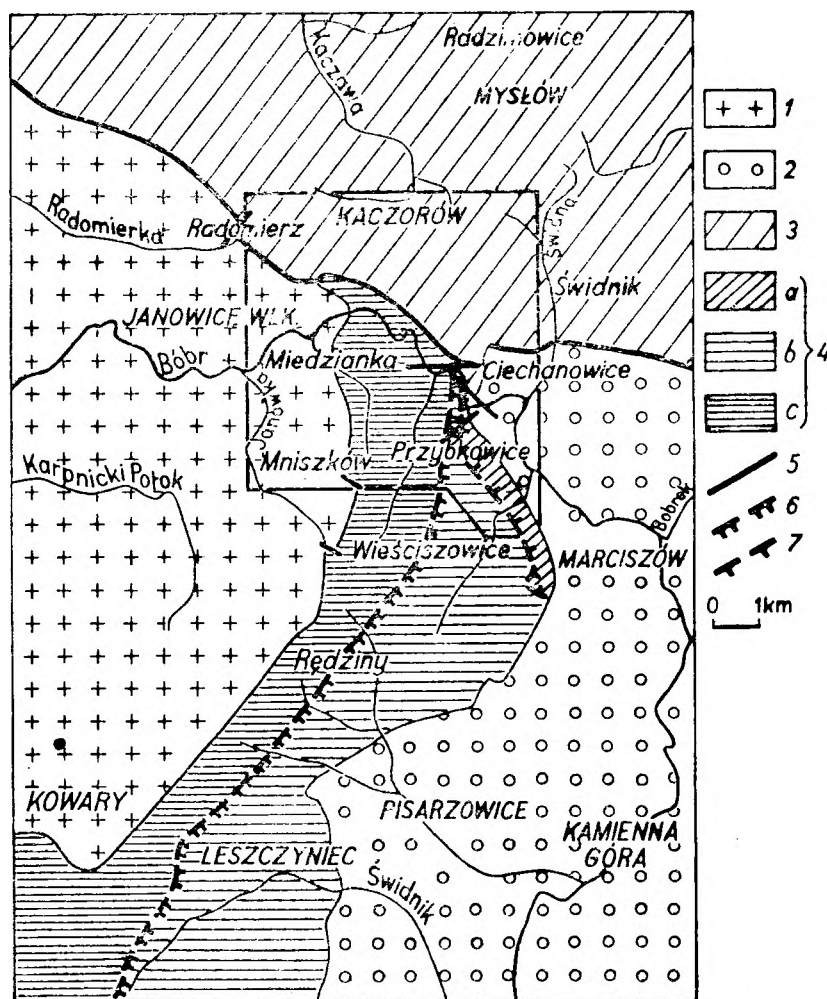


Fig. 2

Szkic tektoniczny wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy. Zestawił J. Teisseyre na podstawie map G. Berga (1912a, c; 1940), E. Zimmermanna (1938), S. Radwańskiego (1954), J. Oberca (1960a, b; 1961) oraz materiałów własnych. Ramka określa zasięg szczegółowych badań geologicznych

1 — granit Karkonoszy, 2 — serie osadowe i wulkaniczne niecki śródsudeckiej, 3 — serie metamorficzne kaledonidów kaczawskich, 4 — wschodnia okrywa granitu Karkonoszy: a — element Przybkowice, b — jednostka Leszczyniec, c — jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki, 5 — główne uskoki, 6 — zachodnia granica jednostki Leszczyniec (hipotetyczne nasunięcie), 7 — zachodnia granica elementu Przybkowice (hipotetyczne nasunięcie)

Structural sketch map of the eastern part of the metamorphic mantle of Karkonosze granite, compiled by J. Teisseyre from maps by G. Berg (1912a, c; 1940), E. Zimmermann (1938), S. Radwański (1954), J. Oberc (1960a, b; 1961) and the writer's own material's (the area discussed in this paper is framed)

1 — Karkonosze granite, 2 — clastic and volcanic rock series of the Middle Sudetic trough, 3 — metamorphic series of the Kaczawa Kaledonides, 4 — eastern part of the metamorphic mantle of Karkonosze granite: a — Przybkowice element, b — Leszczyniec unit, c — Rudawy Janowickie Śnieżka unit, 5 — main faults, 6 — western boundary of the Leszczyniec unit (hypothetical overthrust), 7 — western boundary on Przybkowice element (hypothetical overthrust)

oraz serię leszczyńską. Do podziału tego nawiązali w sposób dość wyraźny inni autorzy.

Problemami złożowymi na obszarze wschodniej części okrywy Karkonoszy zajmowali się R. Nielubowicz i S. Jaskólski (1957) oraz E. Zimnoch (1958). Największe jednak znaczenie dla badanego obszaru ma praca J. Oberca z roku 1961, a zwłaszcza publikacje z roku 1960 (a, b), w których przedstawił on o wiele bardziej kompletne obserwacje drobnych form tektonicznych niż H. Cloos (1925) i M. Schwarzbach (1939). W pracy z roku 1960 (b) J. Oberc omówił tektonikę wschodnich Karkonoszy z uwzględnieniem szerokiego tła regionalnego oraz wysunął interesujące hipotezy nie tylko tektoniczne, lecz również petrogeetyczne.

W pracy niniejszej przyjęty jest za J. Obercem (1960b) podział osłony Karkonoszy na dwie jednostki: jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki i jednostkę Leszczyńca (fig. 2). Dla występujących pomiędzy Ciechanowicami, Przybkowicami i Wieściszowicami skał zieleńcowych i fyllitów proponuję nazwę element Przybkowic, uzasadniając dalej jego tektoniczną odrębność i samodzielność.

Poza cytowaną literaturą zapoznałem się z niepublikowanymi opracowaniami S. Dyjora (1959), L. Seredy-Porębskiej (1960) i A. D. Zieniuk (1960) oraz z niepublikowanymi dotąd wynikami prac doktora W. Smulikowskiego (informacja ustna).

Prace polowe związane z opracowaniem niniejszego tematu rozpocząłem w lecie 1957 r. Wstępnym zamierzeniem było petrograficzne opracowanie typów skalnych odsłoniętych wzdłuż doliny Bobru pomiędzy Janowicami Wielkimi i Ciechanowicami.

Już materiał zebrany w ciągu dwóch pierwszych sezonów pracy terenowej przekonał mnie, że rozpatrywanie procesów metamorficznych na opracowywanym terenie w oderwaniu od tektoniki regionu jest metodycznie błędne. Również konieczne okazało się dokładniejsze poznanie sąsiednich obszarów kaledonidów kaczawskich. Poznanie tektoniki wiązało się z kartograficznym opracowaniem okrywy Karkonoszy na obszarze pomiędzy Janowicami Wielkimi, Mniszkowem i Przybkowicami, wraz z przyległą serią zieleńcową kaledonidów kaczawskich, fragmentem kulmu niecki śródsudeckiej oraz wschodnią częścią granitu Karkonoszy graniczącego z seriami metamorficznymi.

Wybór tego obszaru podyktowały następujące założenia. Praca niniejsza miała dać pogląd na zależność procesów metamorfozy serii Rudaw Janowickich — Śnieżki od pierwotnej

tektoniki, późniejszych wpływów granitu Karkonoszy oraz zmian diaforycznych w strefie oddziaływania uskoku śródsudeckiego. Niemniej ważnymi zadaniami było dokładniejsze niż dotychczas poznanie tektoniki jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, próba ustalenia następstwa warstw oraz rozstrzygnięcia zagadnienia stosunku Gór Kaczawskich do okrywy metamorficznej Karkonoszy, z czym wiąże się ściśle rozpoznanie charakteru uskoku śródsudeckiego. Problemami, które nie dadzą się na badanym obszarze rozstrzygnąć i dlatego potraktowane były z mniejszą uwagą, są głównie wzajemne stosunki pomiędzy jednostką Rudaw Janowickich — Śnieżki a jednostką Leszczyńca. Otwarta również pozostaje kwestia następstwa warstw w jednostce Leszczyńca. Zagadnienia te mogą być rozstrzygnięte w toku dalszych badań obejmujących obszary położone dalej na południe. Możliwe będzie wtedy sprawdzenie moich hipotez dotyczących budowy geologicznej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, a zwłaszcza przyjętej przeze mnie stratygrafii.

Wszystkim, którzy pomogli mi swymi uwagami krytycznymi oraz wskazówkami metodycznymi w opracowaniu tego tematu, pragnę złożyć serdeczne podziękowanie.

Szczególnie głęboką wdzięczność wyrażam Profesorowi dr Kazimierzowi Smulikowskiemu za powierzenie mi tego, tak interesującego tematu, naukową opiekę w trakcie wykonywania pracy oraz za przejrzanie rękopisu i wyrażenie uwag krytycznych.

Profesorowi Kazimierzowi Guzikowi i Profesorowi dr Tadeuszowi Wieserowi dziękuję za szczegółowe i wnikliwe recenzje, które pomogły mi skorygować niedociągnięcia niniejszej pracy.

Serdecznie również dziękuję memu ojcu, Profesorowi dr Henrykowi Teisseyre'owi za przejrzanie materiałów kartograficznych, interesującą dyskusję o problemach tektonicznych, wskazówki metodyczne oraz uwagi redakcyjne.

Doktorowi Januszowi Ansilewskiemu, docent dr Marii Borkowskiej, doktorowi Janowi Burchartowi i doktorowi Witoldowi Smulikowskiemu dziękuję za owocną dyskusję, szereg wskazówek metodycznych oraz cenne uwagi redakcyjne. Osobno dziękuję doktorowi Antoniemu Nowakowskiemu za pomoc w oznaczeniach mikroskopowych oraz szereg cennych uwag dotyczących opisów skał żyłowych i wulkanicznych.

Magistrowi Michałowi Mierzejewskiemu dziękuję za przejrzanie niniejszego rękopisu i wyrażenie krytycznych uwag.

UWAGI O METODACH PRACY I NOMENKLATURZE TEKTONICZNEJ

METODY PRAC POŁOWYCH

Metody przyjęte przy wykonywaniu niniejszej pracy nie odbiegały na ogół od powszechnie stosowanych. Pewną osobliwością było wielokrotne powracanie do tych samych punktów w terenie w celu konfrontacji spostrzeżeń me-gaskopowych z wynikami badań kameralnych. Opracowywanie terenów o skomplikowanej budowie geologicznej zwykle wymaga takiego właśnie sposobu postępowania.

Próbki przeznaczone do badań kameralnych pochodzą z naturalnych lub sztucznych odkrywek. W partiach źle odsłoniętych, a szczególnie tam, gdzie prace ziemne nie pozwoliły dotrzeć do litej skały, pobrałem próbki ze zwietrzliny. Stare zwały kopalniane, bardzo pospolite na badanym terenie, dostarczyły również sporej ilości próbek. Przydatność tych materiałów jest niepełna, służą one jedynie jako materiał porównawczy. W części opisowej zaznaczałem, czy opisywana skała występuje *in situ*, czy pochodzi ze zwietrzliny. Materiału nie pochodzącego ze skał występujących *in situ* nie brałem pod uwagę przy sporządzaniu mapy litostratygraficznej.

Do opracowań kartograficznych wykorzystano materiały z około 330 wkopów i rowów ziemnych, z czego około 60 udostępniono mi dzięki uprzejmości Profesora dr Józefa Oberca.

NOMENKLATURA, SYSTEMATYKA ORAZ OBSERWACJE DROBNYCH FORM TEKTONICZNYCH

Przy omawianiu obserwacji form drobnej tektoniki oraz wynikających z nich wniosków natrafiłem na poważne trudności związane z brakiem odpowiedniego nazewnictwa w języku polskim. Ze względów praktycznych postanowiłem zastąpić terminy obcojęzyczne odpowiednikami polskimi. Zadanie to jest bardzo utrudnione dużą ilością systematyk oraz bardzo skromną literaturą polską dotyczącą tego tematu.

Moim zdaniem należy odrzucić przede wszystkim te spośród terminów, które sugerują pewne wnioski interpretacyjne. Systematykę i terminologię należałoby oprzeć na cechach łatwo dających się sprawdzić w toku badań polowych lub w czasie opracowania kameralnego. Powinna ona zawierać raczej elementy analityczno-opisowe niż systematyczno-genetyczne, aby samym brzmieniem terminów nie sugerować przedwczesnych wniosków.

W swej pracy posługiwałem się systemem

pojęć utworzonych przez klasyków „szkoły z Wisconsin,” ujętych syntetycznie w anglosaskiej literaturze podręcznikowej (Billings 1957, Shrock 1948). Wyłożone tam poglądy skonfrontowałem z podręcznikiem znanego holenderskiego tektonika L. U. de Sittera (1959).

Terminy takie, jak *drobne struktury tektoniczne*, *struktury łupkowe*, *struktury liniowe*, nie wydają się zbyt trafne, ponieważ w przeciwieństwie do języka angielskiego, większość form opisywanych przez nie należy w polskim języku raczej do teksturalnych aniżeli strukturalnych cech skały. Z drugiej strony form tych nie da się również rozpatrywać jako wyłącznie teksturalnych cech skały; dlatego też pozostałem przy terminie „*struktury*”, używanym powszechnie w literaturze anglosaskiej, a w chwili obecnej wprowadzonym już do potocznej nomenklatury geologów sudeckich.

Typy złupkowania i tekstury płaskorównoległe

Za złupkowanie uważam taki zespół mechanicznych własności skały, który powoduje jej dzielenie się wzdłuż gęsto rozmieszczonych, w przybliżeniu równoległych powierzchni. Strukturę łupkową powodują przede wszystkim strukturalne i teksturalne cechy skały, chociaż mogą tu uczestniczyć i inne zjawiska, np. gęste spękanie.

Można dość umownie rozróżniać złupkowanie pierwotne i wtórne. Złupkowania pierwotne założone zostały w toku procesów sedymentacyjnych w postaci różnych typów warstwowania. Złupkowanie, jako mechaniczna cecha skały, spowodowane jest w tym przypadku równoległym ułożeniem blaszek minerałów ilastych lub detrytycznych łyszczków, choć może być także spowodowane różnicą własności mechanicznych różnych warstw skały. Pierwotne złupkowanie, jak również i inne tekstury warstwowe, nie muszą zostać zatarte w czasie procesów metamorficznych. Silna rekrytalizacja łyszczków lub innych minerałów blaszkowych może podkreślić pierwotne złupkowanie, dając wyraźną foliację skały. Jest to tak zwana rekrytalizacja naśladowcza (*mimetic recrystallization*). Foliacja ta, będąca w zasadzie wtórną cechą skały, może mieć pierwotne pochodzenie*.

* Jako foliację rozumiem, zgodnie z ogólnie przyjętą terminologią, cechę teksturalną skały polegającą na wzajemnym równoległym zorientowaniu minerałów blaszkowych bądź tabliczkowych.

Tekstury warstwowe również mogą być, i często niewątpliwie są, zakonserwowane przez procesy metamorficzne. Powstaje w ten sposób laminacja polegająca na wyraźnej alternacji lamin o różnym składzie mineralnym. Różne struktury gnejsowe mogą mieć takie właśnie pochodzenie. Na powszechność zjawisk tego typu zwrócili uwagę geolodzy angielscy, którzy w tym przypadku używają terminu *bedding cleavage* lub *bedding schistosity*. Wskutek tektonicznej przebudowy — zwłaszcza gdy towarzyszą jej procesy metamorficzne — powstaje wiele struktur o charakterze łupkowym, różniących się genezą, lecz trudnych niekiedy do megaskopowej identyfikacji, zwłaszcza gdy złupkowanie rozwija się w skałach pierwotnie masywnych. Struktury te, zgodnie z pewną tradycją geologów sudeckich, będą dalej nazwane złupkowaniem wtórnym. Na ogół wyróżnia się następujące typy złupkowań:

Złupkowanie krystalizacyjne — *flow cleavage* (Mead 1940, Shrock 1948); *slaty cleavage* (Billings 1959). L. U. de Sitter (1959) używa tu aż trzech terminów o zbliżonym znaczeniu: *slaty true cleavage*, *flow cleavage* oraz *schistosity*. W podobnym znaczeniu H. Teisseyre (1963) wprowadził termin złupkowanie foliacyjne. Termin *axial plane cleavage* H. W. Fairbairna (1949) ma charakter genetyczny a nie opisowy i dlatego nie jest odpowiednikiem pozostałych terminów.

Typ złupkowania, będący rezultatem dynamometamorfizmu i związanej z nim rekrystalizacji i neokrystalizacji kierunkowej, polega na równoległym ułożeniu minerałów blaszkowych bądź słupkowych. Układają się one w tym przypadku prostopadle do najkrótszej osi elipsoidy deformacji, a więc złupkowanie to wyznacza powierzchnię *a* — *b* elipsoidy deformacji. Ten typ złupkowania jest często w przybliżeniu równoległy do powierzchni osiowej fałdu. M. P. Billings odrzuca termin *flow cleavage*, gdyż złupkowanie to nie musi być związane z płynięciem (w sensie deformacji plastycznej ciała stałego). Wprowadzona przez L. U. de Sittera bardzo szczegółowa systematyka ma raczej genetyczny a nie opisowy charakter i dlatego stosowanie jej w niezbyt dobrze odkrytym i skomplikowanym terenie może prowadzić do zasadniczych nieporozumień.

Próby wprowadzenia nazwy opartej na dosłownym lub swobodnym tłumaczeniu powyższych terminów nie wydały mi się słuszne. Dlatego też proponuję tu termin złupkowanie krystalizacyjne, głównym bowiem procesem powodującym ten typ złupkowania jest rekrystalizacja i neokrystalizacja (por. termin niemiecki *Kristallisationsschiefe-*

rigskeit i rosyjski *kristalizacjonnaja slancewatość*).

Złupkowanie ślizgowe. W podobnym znaczeniu używa W. J. Mead (1940) i R. R. Shrock (1948) terminu *shear cleavage*. Ten typ złupkowania polega na gęstym i w przybliżeniu równoległym ułożeniu powierzchni ścinania, którym towarzyszą przemieszczenia (Mead 1940, Shrock 1948, Billings 1957). Ruchowi temu może niekiedy towarzyszyć rekrystalizacja lub wyciąganie minerałów blaszkowych (Mead 1940). Proponowany termin złupkowanie ślizgowe jest dosłownym prawie tłumaczeniem angielskiej nazwy *slip cleavage*. Nazwa ta wydaje mi się trafniejsza od wprowadzonego przez W. J. Meada (1940) i R. R. Shrocka (1948) terminu *shearing cleavage*, nie zawiera bowiem żadnych sugestii interpretacyjnych.

Złupkowanie spękaniowe — termin polski wprowadzony przez H. Teisseyre'a (1954); *fracture cleavage* — Shrock (1948), Billings (1957). Ten typ złupkowania jest rezultatem gęstego spękania względnie kruchych warstw skalnych poddanych siłom ścinania pomiędzy bardziej odpornymi wkładkami, w czasie niezbyt silnego fałdowania. Może ono występować także w strefie uskokowej. Według W. J. Meada (1940) jest ono dobrym wskaźnikiem stropu i spągu. M. Książkiewicz (1959) wyróżnia tu kliważ (mniej gęsty) i złupkowanie spękaniowe (bardziej gęste), lecz takie zróżnicowanie nie wydaje się konieczne.

Jak z powyższego wynika, według klasycznych ujęć podręcznikowych, zarówno złupkowanie ślizgowe jak i złupkowanie spękaniowe wyznaczają powierzchnię ścinania elipsoidy deformacji. Podana niżej analiza pewnych szczególnych przypadków struktur łupkowych wskazuje, że od uogólnień tych istnieją liczne odstępstwa.

Szczególne typy struktur łupkowych

Szczególne obserwacje mikroskopowe drobnych form tektonicznych zwróciły moją uwagę na pewien mało znany typ złupkowania wtórnego. Tekstury te znane są z łupków łyszczykowych jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki oraz z fylitów elementu Przybkowic. Obserwowane zjawiska rzucają ciekawe światło na zależność między strukturami łupkowymi a fałdami. Skały, w których obserwowano rozwój tych form w sposób najpełniejszy, to łupki łyszczykowe z odkrywki 36, zbudowane z naprzemianległych lamin łyszczykowych i kwarcowych. W laminach łyszczykowych rozwijają się fałdki ciągnione. W przypadku silnej prze-

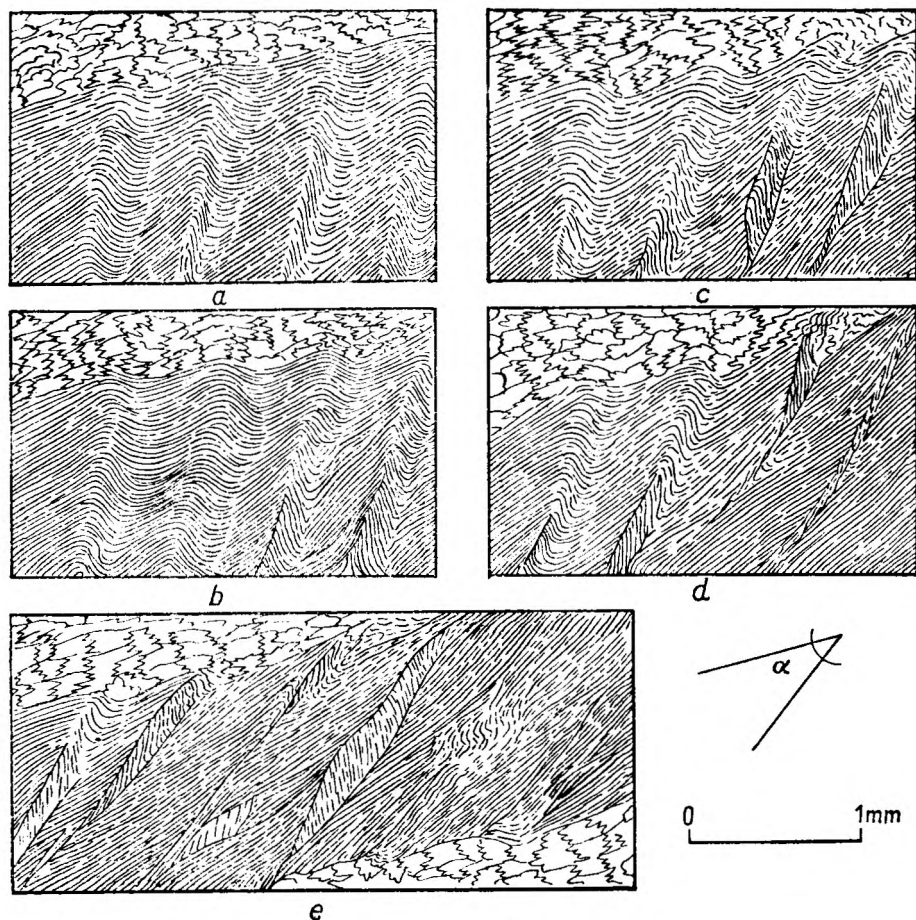


Fig. 3

Powstanie wtórnego złupkowania typu ślizgowego z przebudowy milimetro-
wych fałdów w laminowanym łupku kwarcowo-łyszczykowym. Próbką z od-
krywki 36, rysunek na podstawie obrazu mikroskopowego, nieco schematy-
zowany

Sfałdowanie lamin łyszczykowych; wzdłuż przegubów zaznacza się kruszenie blaszek
łyszczyków (a). Wzdłuż osłabionych powierzchni zaznacza się ruch ślizgowy (b, c).
Trwające w dalszym ciągu ruchy prowadzą do powstania regularnego systemu w przy-
bliżeniu równoległych powierzchni ślizgowych, tworząc w ten sposób wtórne złupko-
wanie; kąt α oznacza kąt między laminacją pierwotną a wtórnym złupkowaniem (d, e)

Formation of slip cleavage from the remodelling of microfolds in laminated
quartz-mica schists. Specimen from exposure 36, figure based on microscopic
picture, somewhat generalized

a — folding of mica laminae, along the synclinal and anticlinal bends of folds are
the desintegrated mica flakes, b—c — slip movement is observable along the weaker
planes, d—e — the continued slip movements result in a regular system of the sub-
parallel slip planes, leading to cleavage; the angle is that between primary lamination
and cleavage

budowy fałdków powstaje złupkowanie wtór-
ne. Proces ten schematycznie przedstawiony
jest na figurze 3 obrazującej obserwowane w
próbkach z odkrywki 36 zjawiska. Podobne for-
my znane mi są również z fyllitów elementu
Przybkowic (pl. III, fot. 1).

Początkowym etapem omawianej deformacji
jest kruszenie się blaszek łyszczykowych
wzdłuż przegubów fałdków (fig. 3a, b). Wzdłuż

tak osłabionych powierzchni następuje poślizg
i ruch (fig. 3b, c). Ruch wzdłuż powierzchni śli-
zgowej prowadzi do redukcji krótszych skrzy-
deł fałdków (śródfałdzia) (fig. 3d, e), aż do zre-
dukowania ich do wąskich smug łyszczyków
ułożonych wzdłuż powierzchni ślizgów (fig.
3e). W rezultacie laminy łyszczykowe zostają
pocięte systemem powierzchni ślizgów ukoś-
nych do laminacji. Proces ten rzadko przebiega

do końca. W jednej próbie w odległości kilkunastu milimetrów można obserwować bardzo różne stadia jego zaawansowania. W tym przypadku mamy ustaloną dość ścisłą zależność pomiędzy fałdkami ciągnionymi a złupkowaniem ślizgowym, przy czym powierzchnie tego złupkowania są w przybliżeniu równoległe do powierzchni osiowej fałdków.

W czasie dysjunkcji i ruchu kąt pomiędzy pierwotną laminacją a złupkowaniem ślizgowym ($\angle\alpha$) staje się ostrzejszy aniżeli pomiędzy laminacją a powierzchnią osiową fałdków na początku tego procesu. Tekstura powstała w opisany sposób ma wszelkie cechy złupkowania ślizgowego.

Powyzsze obserwacje niezupełnie zgadzają się z ogólnymi stwierdzeniami W. J. Meada (1940, str. 1010): „*Shear cleavage although commonly found in folded rocks is not a consequence of folding*” oraz z wnioskami wyciągniętymi przez R. R. Shrocka (1948, str. 437): „*Hence the structure cannot be used to determining the tops and bottoms of folded beds*”.

Ze spostrzeżeń autora wynika natomiast, że możliwe jest powstanie złupkowania ślizgowego (*shear cleavage* — Shrock 1948 lub *slip cleavage* — Billings 1957), zorientowanego w określony sposób względem fałdków ciągnionych, a więc zapewne też względem fałdowania głównego. Zbliżone charakterem formy opisuje L. U. de Sitter (1959, str. 94—97).

Wynika z tego, że zastrzeżenia W. J. Meada i R. R. Shrocka odnoszą się raczej do szczególnych przypadków złupkowania ślizgowego wytworzonego nie przez fałdowanie główne, lecz późniejsze naciski. Podobne zastrzeżenia można by zatem sformułować również dla innych typów wtórnych złupkowań na terenach politektonicznych. Podkreślić przy tym należy, że złupkowanie ślizgowe wykazuje tu podobne zależności od powierzchni osiowej fałdków, jakie na ogół przypisuje się złupkowaniu krystalizacyjnemu (*flow cleavage* — Shrock 1948, *slaty cleavage* — Billings 1957).

Powyzszy przykład wskazuje również na to, że fałdy o typie *chevron folding* (bo tak można zaklasyfikować opisane wyżej tekstury, w każdym razie w pewnym etapie rozwoju) mogą powstać jako rezultat mechanicznego wleczenia (por. de Sitter 1959).

Obserwacje polowe, głównie z elementu Przybkowic oraz jednostki Dobromierza, dostarczyły pewnych analogii wskazujących na możliwość rozwoju podobnych struktur na dużo większą skalę. W obu jednostkach występują zmienione skały żyłowe i wulkaniczne. Relikty mineralne, strukturalne i teksturalne nie pozostawiają żadnych wątpliwości co do ich pochodzenia. Skały te z reguły wykazują dość

wyraźną oddzielność, często o charakterze złupkowania (pl. II, fot. 1 i 2). Szczegółowe studia mikroskopowe pozwoliły stwierdzić, że złupkowanie to polega na obecności gęsto rozmieszczonych powierzchni ślizgowych z mniej lub bardziej wyraźną mylonityzacją lub kataklazą. Miejskami prawie cała skała stała się ultramylonitem. W kilku przypadkach można zauważyć, że powstałe w ten sposób złupkowanie podkreśla postmylonityczna blasteza aktynolitu lub minerałów z grupy chlorytu, niemniej jednak złupkowanie to ma charakter złupkowania ślizgowego.

Obserwacje poczynione w elemencie Przybkowic oraz liczniejsze obserwacje w jednostce Dobromierza wskazują, że złupkowanie to jest w przybliżeniu równoległe do laminacji otaczających skał klastycznych lub piroklastycznych. Zjawisko to szczególnie uderza w jednostce Dobromierza, która na zbadanym terenie charakteryzuje się silnym izoklinalnym fałdowaniem (fig. 4). Ponieważ złupkowanie ślizgowe w skałach masywnych jest w przybliżeniu równoległe do warstwowania skał tworzących skrzydła fałdów, w konsekwencji jego kierunek jest zgodny z powierzchnią osiową fałdów. Obserwacje powyzsze stoją w zasadniczej sprzeczności z ogólnie przyjętym poglądem, że złupkowanie ślizgowe tworzy zawsze pewien wyraźny kąt z kierunkami pierwotnej stratyfikacji skał (fig. 5a). Dodać oczywiście należy, że poprzednio porównywalibyśmy kierunki laminacji w skałach pochodzenia tufowego, będące zapewne zachowanymi warstwowaniem pierwotnym, z niewątpliwie wtórnym złupkowaniem skał pierwotnie masywnych. Natomiast w innych przypadkach, cytowanych w licznych podręcznikach, z reguły porównywano laminację z wtórnym złupkowaniem w jednej i tej samej skale.

Stwierdzone zależności przypominają opisane już wyżej stosunki pomiędzy mikrofałdami a złupkowaniem ślizgowym (fig. 3). Złupkowanie ślizgowe w skałach masywnych powstaje zapewne w nieco inny sposób niż w skałach warstwowanych, stąd zależności są tu nieco inne. Teza ta będzie obszerniej rozwinięta niżej.

Rozpatrzmy najpierw, dobrze znany z literatury podręcznikowej i licznych monografii, mechanizm powstawania złupkowania ślizgowego w przypadku skał warstwowanych. Figura 5 przedstawia mechanizm powstawania złupkowań wtórnych będących efektem ścinania (tj. złupkowania ślizgowego oraz złupkowania sękaniowego) w skałach warstwowanych. Zauważmy, że powstaje tu przeważnie tylko jeden system powierzchni złupkowania, a mianowicie równoległy do przekroju $F-F^I$ elipsoidy deformacji. Dzieje się to dlatego, że

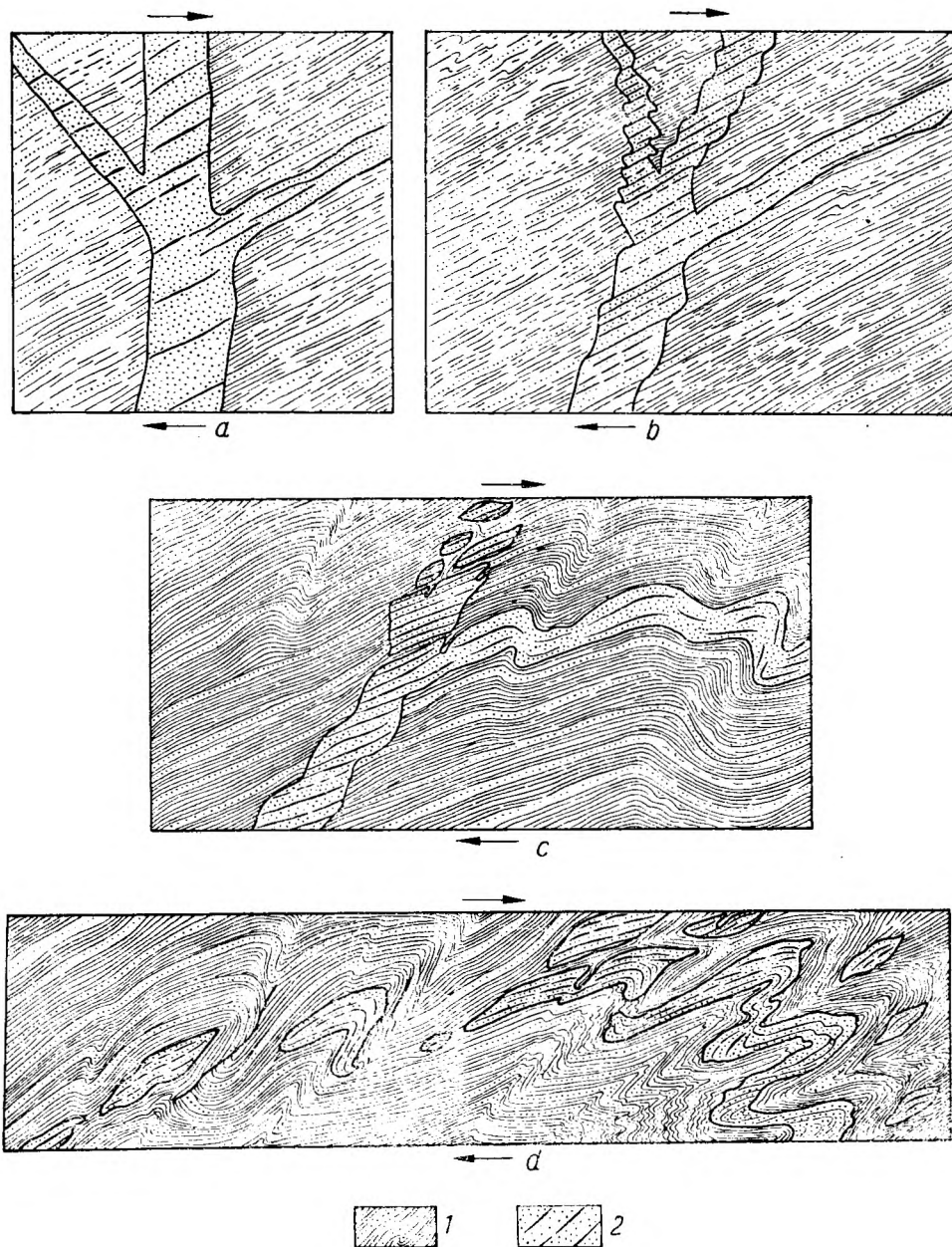


Fig. 4

Przebudowa skał żyłowych w czasie fałdowania mieszanego kompleksu tufitowo-
-efuzywnego

1 — tufity i tufy, 2 — skały wulkaniczne i żyłowe, a, b — pod wpływem sił fałdujących kompleks skalny, w ciałach magmowych powstaje system ślizgów, c, d — w czasie trwających ruchów żyły zostają rozbite na niewielkie soczewki, przy czym wtórne złupkowanie tych skał jest w przybliżeniu równoległe do laminacji sąsiednich skał pochodzenia tufitowego

Re-modelling of dyke rocks during the folding of a mixed tuffite-effusive complex
1 — tuffs and tuffites, 2 — volcanic and dike rocks, a, b — owing to the forces folding the rock complex sets of slips are formed in magmatic bodies, c, d — while the movements continue the dykes break up into fairly small lenses, the cleavage of these rocks being subparallel to the lamination of adjacent rocks tuffitic in origin

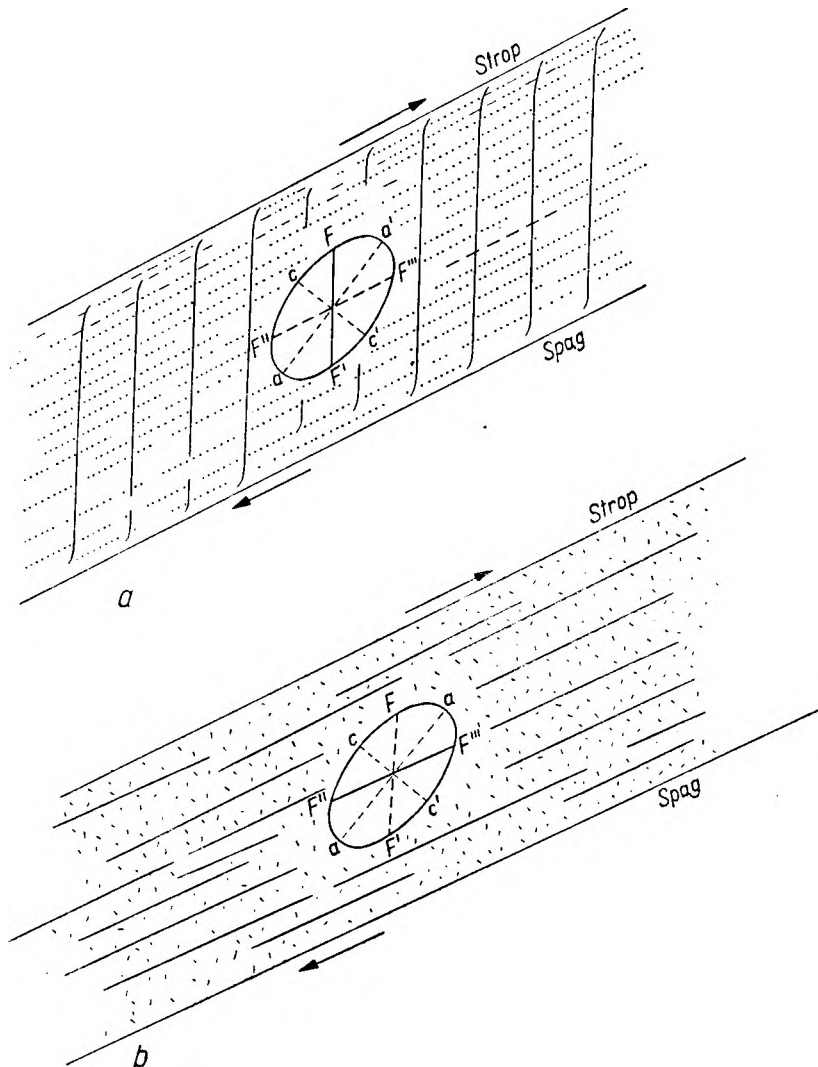
Fig. 5

Powstanie wtórnego złupkowania typu spękanowego bądź ślizgowego w skale laminowanej (a) i masywnej (b)

a — skała laminowana; laminacja zaznaczona przy pomocy drobnego kropkowania; powstaje system powierzchni złupkowania równoległy do przekroju $F-F^I$ elipsoidy deformacji; b — skała masywna; powstaje system powierzchni złupkowania równoległy do przekroju $F^{II}-F^{III}$ elipsoidy deformacji. Bliższe objaśnienia w tekście

Formation of fracture cleavage or slip cleavage in laminated rock (a) and massive rock (b)

a — laminated rock; lamination indicated by small dots; a set of cleavage planes is formed parallel to section $F-F^I$ of the deformation ellipsoid; b — massive rock; a set of cleavage planes is formed parallel to section $F^{II}-F^{III}$ of the deformation ellipsoid. See text for greater details



zazwyczaj naprężenie reprezentowane przez przekroje $F^{II}-F^{III}$ rozładowuje się na powierzchniach stratyfikacji skały, będących z reguły kierunkiem mniejszej odporności, i w ten sposób wymyka się obserwacji, gdyż efekt jego oddziaływania podkreśla jedynie pierwotne ukierunkowanie skały.

Czy równoległe do przekroju $F-F^I$ rozwinię się złupkowanie spękanowe czy ślizgowe, zależy od wielu czynników drugorzędnych, takich jak własności mechaniczne skały, charakter i intensywność ruchów itp. W przypadku złupkowania ślizgowego kąt pomiędzy złupkowaniem wtórnym a uławiceniem skały, początkowo dość duży, może zmniejszyć się wskutek trwających ruchów. Nie ogranicza to jednak w niczym zasadniczej reguły, że niezgodność kątaowa pomiędzy pierwotnym a wtórnym złupkowaniem jest zawsze dość wyraźna.

Rozpatrzmy następnie mechanizm powstania złupkowania ślizgowego w skale o masywnej teksturze, w której brak jakichkolwiek kierunków mniejszej odporności mechanicznej. W

celu uproszczenia obrazu wziąłem pod uwagę najbardziej zbliżoną do warstwy skalnej formę występowania skał subwulkanicznych bądź żyłowych, to jest sill. Zauważymy, że przy podobnej przyłożonej do tego ciała skalnego parze sił większe szanse rozwoju będą miały powierzchnie równoległe do przekroju $F^{II}-F^{III}$ elipsoidy deformacji, jako że powstałe w ten sposób powierzchnie ślizgowe są bardzo zbliżone do kierunku działania sił. Podany wyżej schemat nie tłumaczy całkowicie zaobserwowanych faktów. Trudno bowiem wytłumaczyć, dlaczego wtórne w zasadzie złupkowanie ślizgowe bądź spękanowe jest zorientowane w przybliżeniu równoległe do powierzchni laminacji skał otoczenia. Laminacja ta jest bowiem najprawdopodobniej zachowanym reliktem pierwotnego warstwowania skał.

Wydaje się, że podane wyżej trudności zostaną lepiej wytłumaczone, gdy przyjmiemy elipsoidę deformacji jako schemat pomocniczy, a nie główny. Elipsoida deformacji nie uwzględnia szeregu ważnych czynników, spośród

których zasadniczy wpływ ma charakter anizotropii mechanicznej skał otoczenia. Bardzo wyraźnie laminowane łupki zieleńcowe są ośrodkiem wyraźnie anizotropowym mechanicznie, a powstałe w nich lub w ich sąsiedztwie naprężenia będą miały tendencję do wyładowywania się wzdłuż powierzchni laminacji lub powierzchni do nich równoległych. Hipotetyczną ilustracją powyższych przypuszczeń jest figura 4. Pokazano na niej proces rozbicia skał żyłowych na szereg soczewkowatych brył, których zarys oraz wewnętrzna kierunkowość zostały zorientowane zgodnie z kierunkiem reprezentowanym w ich otoczeniu. Następnym tego byłoby zniszczenie i zupełne zatarcie śladów pierwotnego kształtu ciała magmowego. Podobne zjawiska są od dawna znane i opisywane na przykładzie zdeformowanych żył kwarcowych.

Struktury linijne (lineacja)

Lineation — E. Cloos 1946. Za struktury linijne czyli lineację uważam taki zespół cech teksturalnych i strukturalnych skały, który dzięki kierunkowemu ułożeniu poszczególnych składników skały lub ich zespołów prowadzi do występowania w skale wyraźnej osiowej anizotropii (por. E. Cloos 1946; Billings 1957). Można wyróżnić lineację pierwotną i wtórną. Lineacja pierwotna znana jest ze skał magmowych jako tekstury fluidalne, powstałe w czasie płynięcia magmy. W skałach osadowych jest ona rezultatem porządkującego działania prądów na wydłużone osiowo składniki osadów.

W dalszym ciągu będę zajmował się wyłącznie lineacją wtórną. Jest ona zawsze skutkiem oddziaływania tektoniki. W warunkach metamorfizmu powstanie lineacji może się wiązać z rekrytalizacją niektórych składników skały. Struktury linijne nie następczą na ogół takich trudności interpretacyjnych jak struktury łupkowe. Także nomenklatura jest tu znacznie lepiej uporządkowana.

W swoich badaniach polowych rozróżniałem następujące typy struktur linijskich: 1) osie drobnych fałdów, w tym także fałdków ciągnionych; 2) zmarszczkowanie; 3) wyciągnięcia linijskie minerałów bądź ich zespołów; 4) linia przecięcia laminacji z wtórnym złupkowaniem. Podział ten nie pretenduje do dużej ścisłości, okazał się jednak użyteczny w praktyce polowej.

Osie drobnych fałdów. Prawidłowe określenie kierunku oraz pochylenia osi fałdów ma bardzo ważne znaczenie dla właściwego rozpoznania tektoniki tych regionów geologicznych, w których struktury fałdowe odgrywają istotną

rolę. Stosunkowo często stosowaną metodą jest wyznaczanie osi fałdów na podstawie intersekcji. W regionach geologicznych charakteryzujących się silnym sfaldowaniem stosowanie metody intersekcyjnej jest możliwe jedynie w przypadku dobrego rozpoznania stratygrafii. Serie skał zmetamorfizowanych, ogólnie rzecz biorąc, wykazują silne zaburzenia tektoniczne przy na ogół zupełnym braku oznaczalnych skamieniałości przewodnich. W tych przypadkach metoda intersekcyjna musi być wspomagana i kontrolowana innymi. Ostatnio geolodzy opracowujący zagadnienia strukturalne serii metamorficznych Sudetów przeprowadzają szczegółowe obserwacje lineacji, ze szczególnym uwzględnieniem osi drobnych struktur fałdowych. Obserwacje drobnych struktur tektonicznych i ich stosunku do dużych form prowadzone są od ponad pół wieku; umożliwiły one rozpoznanie tektoniki wielu regionów, w których zawiodły metody tradycyjne.

W literaturze polskiej drobne struktury fałdowe były opisywane pod różnymi terminami; H. Teisseyre (in H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc 1957) wprowadził termin *fałdki ciągnione* jako odpowiednik *drag folds* geologów anglosaskich, natomiast M. Książkiewicz w tym samym znaczeniu używa terminu *fałdy wleczeniowe*. W. Jaroszewski (1963) podając projekt polskiej nomenklatury tektonicznej, wprowadził rozróżnienie z jednej strony *drobnych fałdów (mikrofałdów)* oraz *fałdków*, z drugiej strony *fałdków* i *fałdów ciągnionych*. Terminy drobny fałd i fałdek mają charakter ogólny i odnoszą się do struktur fałdowych o amplitudach mniejszych od jednego metra. Natomiast termin fałd i fałdek ciągniony mają charakter genetyczny, odnoszą się one do struktur powstałych na skrzydłach dużych fałdów jako rezultat mechanicznego wleczenia warstw.

Na temat rozmiarów, przydatności dla analizy tektonicznej, a nawet genezy fałdów ciągnionych panują dość sprzeczne opinie. Według niektórych geologów fałdy ciągnione są zawsze strukturami niewielkimi. Natomiast większość geologów amerykańskich nadaje terminowi fałdy ciągnione znaczenie ściśle genetyczne i nie przypisuje temu typowi struktur fałdowych ściśle określonych wymiarów. Niezmiernie charakterystyczna jest tu opinia C. K. Leitha (1923 str. 167), który stwierdza „*most fold are probably drag folds on a larger or smaller scale*”. Fałdki ciągnione były wymieniane przez szereg autorów współczesnych podręczników tektoniki jako dobre wskaźniki stropu i spągu warstw (*top and bottom criterion*). Jednakże R. R. Shrock (1948) ostrzega, że kryterium to nie jest pewne (str. 435). H. W. Fairbairn (1949) za C. M. Nevinem (1942) stwierdza, że

dużym strukturom mogą towarzyszyć również drobne fałdy, powstałe jako rezultat fałdowania ze ścinania (*shear folding*). Powstałe w ten sposób drobne struktury fałdowe mogą mieć wygląd zewnętrzny zupełnie zbliżony do fałdów ciągnionych. Orientacja drobnych fałdów ze ścinania względem większych struktur fałdowych jest odmienna niż w przypadku fałdów ciągnionych. Prawidłowe rozpoznanie tych dwu genetycznie odmiennych rodzajów drobnych fałdów nastęrcza niekiedy poważne trudności zarówno w polowym, jak i kameralnym etapie badań. Fałszywe rozpoznanie rodzaju drobnych fałdów może prowadzić do zupełnie błędnego wnioskowania o następstwie warstw w dużych fałdowych strukturach. L. U. de Sitter (1959) krytykuje termin fałdy ciągnione twierdząc, że nie oddaje on w sposób właściwy tektonicznego charakteru tych struktur. Niemniej jednak osie drobnych fałdów pozostają bardzo ważnym wskaźnikiem, użytecznym dla analizy strukturalnej regionów metamorficznych.

Wydaje się jednak wskazane, aby nie używać terminu fałdy lub fałdki ciągnione jako synonimu drobnych struktur fałdowych. Dlatego też w dalszym ciągu niniejszej pracy będę używał tylko terminu *d r o b n e f a ł d y* na oznaczenie wszelkich niewielkich struktur fałdowych (niekoniecznie ciągnionych), dostępnych jako całość obserwacji w obrębie jednej odkrywki. Zupełnie drobne struktury fałdowe, przejawiające się w postaci drobnego zmięcia powierzchni foliacji bądź laminacji, będą opisywane jako zmarszczkowanie. Struktury tego typu będą omówione dalej. W przypadku gdy drobnym fałdom towarzyszą jeszcze mniejsze, będę je nazywał *f a ł d k a m i*. Ten podział, z pozoru nieco pobieżny, wydaje się być zupełnie wystarczający. Nie uważałem za stosowne klasyfikowanie drobnych fałdów zgodnie z obserwowaną lokalnie amplitudą oraz rodzajem skał, w których struktury te występują, jak to czynili niektórzy autorzy, gdyż zmienna w szerokich granicach amplituda fałdu (wzdłuż jego przebiegu) nie stanowi istotnej cechy ani rozpoznawczej, ani genetycznej. Jest ona często w sposób wyraźny uzależniona od własności mechanicznych skały, w której fałdy występują.

Aby zagadnienie to uczynić jaśniejszym, posłużymy się przykładami z obserwacji terenowych. Głównymi czynnikami warunkującymi amplitudę drobnych fałdów, w tym także ciągnionych oraz w pewnym stopniu ich kształt jest grubość lamin oraz różnice własności mechanicznych między materiałem poszczególnych lamin lub ich zespołów. Grubolaminowe

skały z dużym udziałem minerałów mechanicznie sztywnych (kwarc, skalenie) tworzą spore fałdy, przeważnie o dość dużym promieniu. Fałdki na ich skrzydłach występują rzadko i nie są wyraźnie wykształcone. Natomiast cienkolaminowane łupki łyszczykowe lub chlorytowe tworzą fałdki o amplitudach rzędu milimetra do centymetra i często o bardzo ostrych przegubach. W przypadku gdy w skale tej występują fałdy o większej amplitudzie, liczne fałdki na ich skrzydłach są z reguły wyraźnie wykształcone. Pośrednią pozycję zajmują skały o wyraźnej alternacji lamin kwarcowych lub skaleniovych i łyszczykowych; amplituda fałdków rośnie tu wyraźnie wraz ze wzrostem udziału mechanicznie sztywnych minerałów, a ostre partie przegubowe zaokrąglają się. Stosunki te najłatwiej można prześledzić w przypadku bliskiego sąsiedztwa dwu warstw o odmiennych właściwościach mechanicznych. Różny rozwój drobnych struktur fałdowych pokazany jest na planszach II—IV.

Reasumując należy stwierdzić, że amplituda drobnych fałdów silnie związana z teksturalnymi cechami skały oraz jej składem mineralnym, nie wydaje się być właściwą podstawą ich kartograficznej klasyfikacji.

Baczną uwagę zwróciłem natomiast na kształt fałdów oraz ich stosunek do dużych elementów strukturalnych, co może być ważnym wskaźnikiem ich chronologii. Do problemów tych powrócę w dalszym toku pracy. Obecnie natomiast celowe będzie wyjaśnienie sposobu pomiaru drobnych fałdów oraz ich zapisu na mapach i diagramach.

Najważniejszą dla analiz strukturalnych cechą drobnych fałdów jest azymut i kąt nachylenia osi fałdu. Wielkości te zapisujemy symbolem dwuliczbowym, np. 135/30, co oznacza oś fałdu o azymucie 135° pochylającym się pod kątem 30° na południowy wschód (zob. przykład 1, fig. 6).

Wergencję drobnych fałdów różni autorzy określali bardzo często na podstawie upadu ich powierzchni osiowej. Sposób ten jest niedogodny z następujących względów. Powierzchnia osiowa fałdu jako powierzchnia pomyślana nie daje się bezpośrednio obserwować ani mierzyć. W przypadku stromo zapadających powierzchni osiowych możliwe są przy tej samej wergencji fałdów przeciwie skierowane upady powierzchni osiowych fałdu*.

W przypadku późniejszej przebudowy tektonicznej mogą powstać dodatkowe komplikacje w postaci wtórnych zestromień powierzchni

* Aby dodatkowo nie komplikować przedstawionych zagadnień, postanowiłem nie rozważać tu problemów związanych z fałdami antytetycznymi.

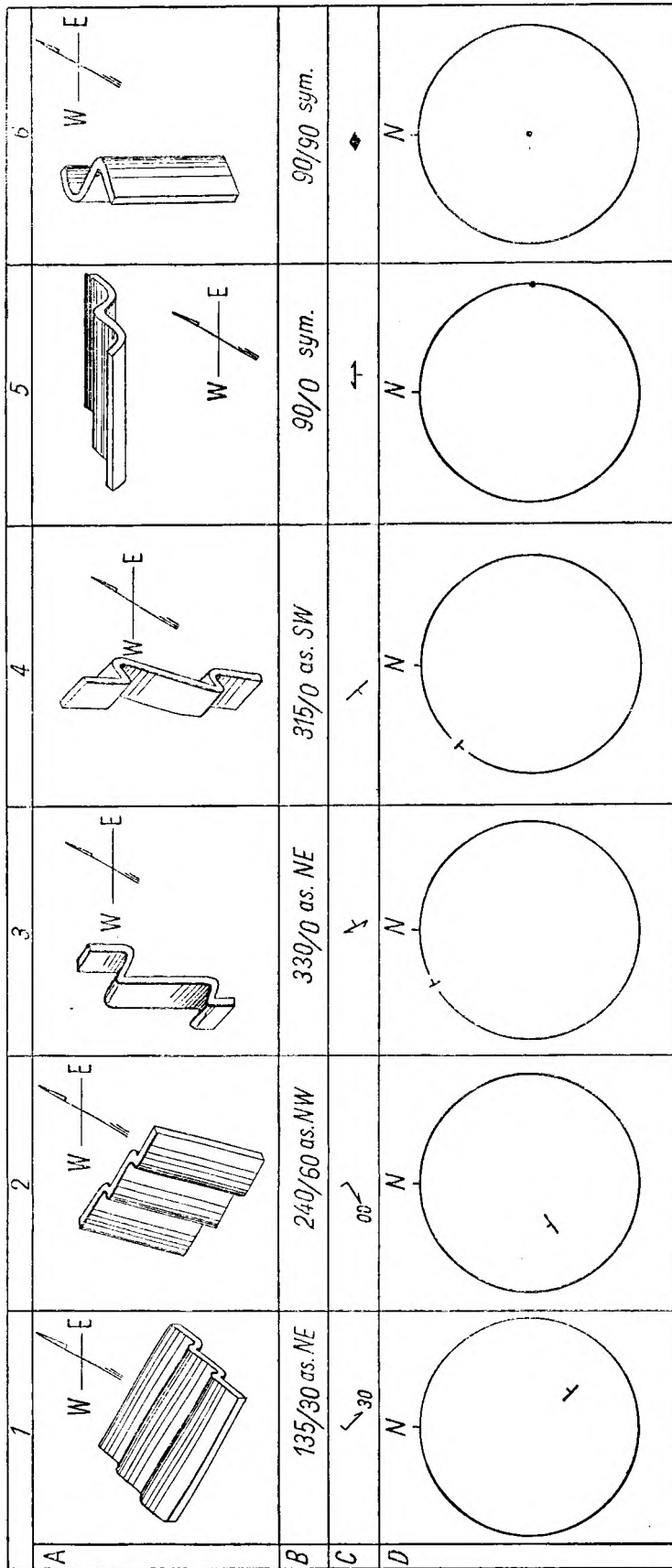


Fig. 6

Sposób zapisu cyfrowego (B), kartograficznego (C) oraz stereograficznego (D) drobnych fałdów o różnej orientacji, przedstawionych schematycznie na diagramach (A). 1—6 — poszczególne przypadki orientacji drobnych fałdów, omawiane w tekście

Mode of indication of variously oriented minor folds (B) numerical, (C) on maps, (D) stereographic, shown on the blockdiagrams (A). 1—6 — various orientation of minor folds discussed in the polish text

osiowych i związane z tym możliwości błędnej interpretacji. Dlatego też w niniejszej pracy będzie zawsze mowa o asymetrii fałdów ciągnionych. Termin ten wprowadzony przez H. Teisseyre'a wymaga dodatkowych wyjaśnień. Bierze się pod uwagę cechę bardzo łatwo dającą się zaobserwować, mianowicie stosunek rozpiętości obu skrzydeł fałdu. Asymetrię fałdu określamy podając geograficzną orientację krótszego skrzydła fałdu względem osi fałdu. W przykładzie 1 (fig. 6) wyraźnie krótsze jest skrzydło północno-wschodnie, mówimy tu zatem o północno-wschodniej asymetrii fałdu, opisując go 135/30 as. NE.

Zapis ten oznaczono na mapie znakiem strzałki z krótką prostopadłą do niej kreską, przy czym kierunek strzałki oznacza azymut osi fałdu, natomiast krótką kreską określamy asymetrię fałdu (orientację krótszego skrzydła fałdu). Symbol ten przedstawia na figurze 6 rubryka C, przykład 1.

Do projekcji stereograficznej użyłem znaku przypominającego znak biegu i upadu, przy czym kierunek dłuższej kreski zgodny jest z kierunkiem osi fałdu, krótsza kreska wskazuje geograficzną orientację asymetrii fałdu (rubryka D, przykład 1, fig. 6).

Na przykładzie 2 zilustrowano inny przypadek. Przedstawiono tam mianowicie blokdiagram, zapis liczbowy, zapis kartograficzny i stereograficzny fałdu o asymetrii północno-zachodniej, pochylonego pod kątem 60° na południowy zachód.

Pewne trudności sprawia oznaczenie asymetrii fałdów w przypadku warstw pionowych lub zbliżonych do pionu. Przypadek taki ilustruje przykład 3 i 4 (fig. 6). W przykładzie 3 fałdy mają asymetrię północno-wschodnią, a w przykładzie 4 południowo-zachodnią. W celu określenia asymetrii fałdów w warstwach pionowych lub prawie pionowych należy w myśli dokonać rotacji do położenia poziomego i w tym położeniu określić asymetrię.

Dość prostym przypadkiem są fałdy o osiach poziomych, przedstawione w przykładzie 5 (fig. 6). Zmieniona jest tu tylko sygnatura na mapie oraz na wykresie stereograficznym. Ponieważ jest to fałd symetryczny, użyto przy rzucie stereograficznym najprostszej sygnatury punktowej. W nieco bardziej skomplikowany sposób przedstawia się pomiar fałdów pionowych (przykład 6, fig. 6); ustalenie asymetrii jest tu niemożliwe, a jedynym elementem dającym się odwzorować kartograficznie jest kierunek powierzchni osiowej tych fałdów. Przyjęto więc tu inną zupełnie sygnaturę (fig. 6, rubryka 6 C), która wskazuje bieg powierzchni

osiowej. Z odwzorowaniem tych fałdów w rzutach stereograficznych nie ma problemów.

Zmarszczkowanie (gufraż). Jako zmarszczkowanie określam za H. Teisseyrem (in. H. Teisseyre, K. Smulikowski, J. Oberc 1957) subtelne zmięcie lub sfałowanie powierzchni foliacji, zgnejsowania lub laminacji obserwowane zazwyczaj w łupkach łyszczykowych, chlorytowych i zieleńcowych. O wyróżnieniu tego rodzaju deformacji zdecydowały względy praktyczne. Analiza mikroskopowa tych struktur wykazała, że są to przeważnie fałdki ciągnione o milimetrowej amplitudzie (pl. III, fot. 1; pl. IV). Określenie asymetrii takich fałdków jest w praktyce polowej niemożliwe. Obserwacje mikroskopowe utwierdziły mnie w przekonaniu, że asymetria fałdków o podobnej amplitudzie jest bardzo zmienna. Często na przestrzeni kilkudziesięciu milimetrów w tej samej laminie występują fałdki o przeciwnej asymetrii (pl. IV, fot. 1 i 2). Zapewne znajdują tu swoje odbicie drobne zakłócenia pola naprężeń, spowodowane przez lokalne zmiany własności mechanicznych poszczególnych lamin lub ich zespołów, a także prawdopodobnie dyferencjalne ruchy ziaren względem siebie. Oznaczenie asymetrii zmarszczkowania, bardzo trudne w warunkach polowych, a najczęściej zupełnie niemożliwe, wydaje się być zupełnie niecelowe. Dodać należy, że polowo oznaczano niejednokrotnie jako zmarszczkowanie struktury budinażowe oraz tzw. *mulion structures* rozwinięte na skalę milimetrową. Struktury te towarzyszą fałdkom ciągnionym i najczęściej powstają z ich mechanicznej przebudowy w trakcie silnego fałdowania, szczególnie łatwo, gdy amplituda fałdków ciągnionych jest zbliżona do grubości lamin. Upewniły mnie o tym obserwacje mikroskopowe (pl. IV, fot. 1).

Polowe rozróżnienie tych struktur nie jest możliwe i nie wydaje się, aby było konieczne ze względów metodologicznych. Zarówno bowiem budinaż, jak i *mulion structure* wykazują podobną jak osie drobnych fałdów orientację względem większych fałdów. Pomieszanie więc tych struktur nie prowadzi moim zdaniem do błędów metodycznych.

Wydłużenia liniowe minerałów lub ich zespołów. Jako wydłużenia liniowe opisuję kierunkowo wydłużone minerały lub ich agregaty. Występują one w postaci wałeczkowatych nabrzmień na powierzchni oddzielności skały. Zdają sobie sprawę, że zostały tu zaliczone struktury o rozmaitej genezie. Ponieważ jednak ich prawdziwą naturę można przeważnie określić dopiero konfrontując obserwacje polowe z obrazem mikroskopowym skały, nie sposób przeprowadzić dokładniejszej

ich klasyfikacji w warunkach polowych. Często do tego typu struktury zaliczane były drobne formy znane z literatury anglosaskiej jako *quartz rods*.

Godne uwagi są też charakterystyczne tekstury powstałe przez tektoniczną przebudowę tekstur magmowych. Występują one głównie w zieleńcach Gór Ołowianych, spotkałem je również w niektórych skałach jednostki Leszczyńca. W sposób najbardziej charakterystyczny zjawisko to obserwowałem w odkrywce 126. Występuje w niej skała zieleńcowa, będąca prawdopodobnie zmienionym diabazem, wykazująca oddzielność typu złupkowania ślizgowego. Na powierzchniach łupliwości obserwowałem tam oczkowane bądź wałeczkowane zgrubienia (pl. V, fot. 1). Obserwacje mikroskopowe wykazały, że są to silnie pokruszone porfiroklasty augitu, przy czym niezmienione chemicznie ich fragmenty zostały w skałe rozwleczone kierunkowo (pl. I, fot. 2). Proces rozsunienia okruchów piroksenu został ułatwiony przez chloryt, występujący tu obficie jako produkt wtórnych przemian minerałów ciemnych. Jest rzeczą charakterystyczną, że lineacja powstała w trakcie mylonitycznej przebudowy pierwotnej tekstury skały wykazuje dobrą zgodność z ogólną lineacją *b* w sąsiedztwie tej odkrywki. Należałoby oczekiwać, że procesy mylonityzacji dadzą raczej lineację *a* niż lineację *b*.

Przecięcie dwóch typów złupkowań. Sporadycznie obserwowałem jeszcze inny typ lineacji — powstałej z przecięcia dwóch typów złupkowań. Zazwyczaj było to przecięcie się laminacji pierwotnie założonej ze złupkowaniem wtórnym, w większości przypadków spękanowym. Obserwacji tego typu lineacji dokonywałem w obrębie jednostki Dobromierza, na południowo-zachodnich stokach Gór Ołowianych oraz w obrębie elementu Przybkowic.

Podana wyżej systematyka jest daleka od rygorystycznej ścisłości. Nie wydaje mi się jednak, żeby bardziej szczegółowy i ścisły podział był konieczny. Przeciwnie — wprowadzenie bardzo ścisłego podziału i odpowiadającej mu nomenklatury mijają się z celem, gdyż w warunkach polowych często określenie prawdziwej natury drobnych struktur jest niemożliwe. Nadto dodać należy, że zjawiska wtórnej przebudowy drobnych form, a także występowanie struktur zespolonych stwarzają dodatkowe problemy przy zbyt drobiazgowej klasyfikacji. Podane wyżej terminy mają raczej służyć do skrótowego opisu form, niż tworzyć nowy system klasyfikacyjny.

OPRACOWANIE OBSERWACJI I POMIARÓW DROBNYCH FORM TEKTONICZNYCH

Pomiary drobnych form tektonicznych zostały zestawione na mapie (tabl. I). Uwzględniono na niej prawie wszystkie pomiary z wyjątkiem tych, których graficzne odwzorowanie ze względu na przyjętą skalę okazało się niemożliwe. Jednocześnie prawie cały materiał pomiarowy został wykorzystany do projekcji stereograficznych. Projekcje sporządzano na dolnej półkuli siatki równopowierzchniowej Schmidta. Jako zasadę przyjęto umieszczanie na jednym diagramie pomiarów zebranych z jednej jednostki tektonicznej lub jej części.

Pracę rozpocząłem od wykonania diagramów zawierających pomiary z niewielkiej ilości odkrywek i niewielkiego obszaru, nie przekraczającego na ogół powierzchni 1 km². Diagramy zbiorcze przedstawione w niniejszej pracy powstały przez graficzne zsumowanie punktowych diagramów cząstkowych, wykonanych według wyżej podanych zasad. Podstawą do wykonania diagramu zbiorczego było stwierdzenie znacznych podobieństw diagramów cząstkowych oraz ewentualnych różnic występujących między nimi; w pewnych przypadkach pozostawiono diagramy cząstkowe obok zbiorczych.

Jako zasadę przyjąłem sporządzanie diagramów punktowych przy ilości pomiarów mniejszej niż 40 i sporządzanie diagramów warstwicznych przy większej ilości pomiarów. Rozstęp i ilość izarytm uzależniona była od ilości pomiarów, wielkości maksimów oraz pola rozkładu wielkości ekstremalnych. Za podstawę rozstępu izarytm przyjąłem następujący szereg liczb: 1, 1,5, 2, 3, 5, 7, 10, 15, 20, 30, itd. Szereg ten realizuje w przybliżeniu 50% wzrostu każdego wyrazu w stosunku do poprzedniego. Odstępstwa od tej zasady były poddyktowane chęcią uniknięcia zbyt dużej ilości wyrazów szeregu o wartościach ułamkowych. Szereg ten nigdy nie był wykorzystany całkowicie, w zależności od potrzeb wykorzystywano poszczególne wyrazy tego szeregu, starając się zawsze jednak zachować taki rozstęp warstwic, który realizowałby 50 lub 100% przyrostu w stosunku do wartości poprzedniej.

Ponieważ dokładne poznanie geometrii drobnych fałdów ma duże znaczenie, dlatego też fałdy o wyraźnej asymetrii zostały zaznaczone nie tylko na diagramach punktowych, lecz także na diagramach warstwicznych; w tym ostatnim przypadku sygnatura fałdów asymetrycznych została naniesiona na sygnaturę warstwic.

METAMORFICZNE SERIE SKALNE

Tylko dokładne zbadanie szeroko rozprze- strzenionych metamorficznych serii skalnych może pozwolić na odtworzenie bardzo złożo- nych procesów petrogenetycznych. Zależność tych procesów od poszczególnych etapów ru- chów tektonicznych nie ulega wątpliwości, za- tem dane ze szczegółowych obserwacji petro- graficznych mogą pomóc w rozszyfrowaniu pewnych problemów tektonicznych. To właśnie było przyczyną stosunkowo szerokiego omó- wienia problemów petrograficznych.

W podanym niżej szczegółowym opisie skał metamorficznych serie skalne zostały uporząd- kowane zgodnie z podziałem na główne jed- nostki tektoniczne, te zaś omawiane są poczy- nając od elementów najgłębszych. Poszczegó- lne typy skalne starałem się opisywać w kolej- ności zgodnej z przyjętym następstwem warstw. W przypadku gdy ustalenie jakiegol- wiek, nawet prowizorycznej stratygrafii okaza- ło się niemożliwe, opisywałem najpierw skały najmniej zmienione.

SERIA RUDAW JANOWICKICH — ŚNIEŻKI

Wyróżniona przez J. Oberca (1960b) jednost- ka o tej nazwie nie tylko wykazuje tektoni- czną odrębność, lecz posiada coś swoisty zes- pól litologiczny. Inwentarz skalny tej jed- nostki pokrywa się dość dokładnie z zespołem nazwanym przez G. Berga (1912c) *Gruppe des Glimmerschiefers*.

W okrywie granitu Karkonoszy jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki odgrywa bar- dzo ważną rolę jako element spągowy. Na omawianym terenie ma ona największą szerokość wychodni, osiągając jednocześnie stosun- kowo najpełniejszy rozwój litologiczny. Brak tu wprawdzie gnejsów kowarskich, nie jest jednak rzeczą pewną, czy można je zaliczyć do tej jednostki, gdyż mogą one stanowić jakiś niższy, odrębny i stosunkowo samodzielny ele- ment tektoniczny. Duże zróżnicowanie litologii i stosunkowo dobre odkrycie terenu umożliwi- ło dość dokładne poznanie tej jednostki. Ana- lizując jej intersekcję (patrz rozdział „Tekto- nika”) i przyjmując, że mamy tu do czynienia z serią normalną, ułożoną w fałdy o wergencji południowej, udało się ustalić prawdopodobne następstwo warstw. Zarówno spostrzeżenia tektoniczne, jak i intersekcja wydaje się po- twierdzać istnienie na omawianym terenie dwóch większych elementów strukturalnych. Są to fałdy i łuski Mniszkowa — Miedzianki jako element spągowy oraz leżący nad nim, wyróżniony już przez J. Ober-

ca (1960b) fałd Orliny. Oba te elementy różnią się między sobą nie tylko pozycją tek- toniczną, ale także składem litologicznym. Wobec tego jeden i ten sam poziom jest repre- zentowany przez różne skały, w zależności od tego, w którym elemencie występuje. Ten stan rzeczy prowadzi do pewnych komplikacji wob- bec konieczności stosowania litologicznych wydzieleni.

Proponowany podział jednostki Rudaw Ja- nowickich — Śnieżki podaje tabela 1.

Dolne paragnejsy i łupki

Wydzieleniu temu odpowiadają skały okreś- lone przez G. Berga (1912b, 1938) jako *Anda- lusit-und Cordierit-Hornfelse*, a przez S. Dy- jora (1959) (*fide* Oberc 1960b) jako „*seria łup- kowa z soczewami wapieni i skarnów*”. Zasięg dolnych paragnejsów i łupków na mojej mapie nie pokrywa się z wydzieleniem poprzed- ników. Jak wynika z mapy litostratygraficznej (tabl. I), ukazują się one w spągu tzw. niższych amfibolitów, na zachód od pierwszych zabu- cowań wsi Mniszków. Na badanym terenie ciągną się one smugą o przeciętnej szerokości 400—600 m, wzdłuż granicy z granitem Karko- noszy. Obszar występowania tych skał jest bardzo źle odkryty. Większość obserwacji do- konałem na materiale pochodzącym z kopców kamieni polnych oraz starych wkopów. Wsku- tek tego rozgraniczenie dolnych paragnejsów i łupków oraz leżących wyżej amfibolitów niższych (biotytowych) następuje pewne trud- ności.

W skałach objętych opisywanym wydziele- niem przeważają o d m i a n y p a r a g n e j s o- w e. Megaskopowo są one barwy szarej i wy- kazują alternację jaśniejszych i ciemniejszych lamin; łupią się na cienkie płytki. Głównym składnikiem lamin ciemniejszych jest brunat- ny, miejscami cynamonowobrunatny biotyt. Drobne jego blaszki ułożone są bezładnie, nie- zgodnie z laminacją, często prostopadle do niej. Biotyt miejscami jest chlorytyzowany i przechodzi w pennin. Łyszczyc jasny wystę- puje tu w ilościach zmiennych, miejscami do- syć znacznych. Jego typową formą wykształ- cenia są drobne bezkierunkowo ułożone blasz- ki, jednak miejscami jest rekrytalizowany w dość duże płytki. Mineral ten jest prawdopo- dobnie, przynajmniej w większej części, skład- nikiem wtórnym. Jego rekrytalizacja z agre- gatów serycytowych powstałych z wtórnych przemian andaluzytu zdaje się nie podlegać wątpliwości. Sam andaluzyt jest w skale

Tabela 1

Hipotetyczne następstwo warstw w serii Rudaw Janowickich — Śnieżki
The hypothetical sequence of the beds in the Rudawy Janowickie — Śnieżka

Nazwa wydzielenia stratygraficznego Stratigraphic units	Wykształcenie litologiczne Lithology	
		w obrębie fałdów i łusek Mniszkowa — Miedzianki in the folds and slices of Mniszków — Miedzianka
Wyższe amfibolity Upper amphibolites	amfibolity piroksenowe, częściowo amfibolity biotytowe i biotytowo-piroksenowe pyroxene amphibolites, partly biotite and biotite-pyroxene amphibolites	amfibolity piroksenowe, podrzędnie amfibolity biotytowe pyroxene amphibolites, subordinately biotite amphibolites
Górne łupki i paragnejsy Upper schists and paragneisses	leptynity z paragnejsami biotytowymi w stropie leptynites with biotite paragneisses at the top	łupki kwarcowo-łyszczkowe z łupkami łyszczkowymi w stropie quartz mica schists with mica schists at the top
Niższe amfibolity Lower amphibolites	amfibolity biotytowe, częściowo amfibolity biotytowo-piroksenowe biotite amphibolites, partly biotite-pyroxene amphibolites	amfibolity piroksenowe i częściowo amfibolity biotytowo-piroksenowe pyroxene amphibolites, partly biotite-pyroxene amphibolites
Dolne łupki i paragnejsy Lower schists and paragneisses	paragnejsy i łupki mica schists and paragneisses	brak lack
Grupa gnejsów kowarskich Kowary gneisses	gnejsy słojuowe, oczkowe, częściowo granitognejsy streaky gneisses, augen gneisses, partly granite gneisses	brak lack

składnikiem stosunkowo rzadkim, o reliktowym charakterze. Towarzyszą mu prawie zawsze skupienia wtórnego serycytu, a jego blasty są często przyprószone produktami wtórnych przemian. Kordierytu brak, na jego pierwotną obecność w skale wskazują jednak skupienia wtórnych minerałów o charakterze agregatów pinitowych. Akcesorycznie występują tu apatyt i turmalin. Zielonawobrunatny spinel (hercynit) był tu obserwowany jako składnik dość rzadki.

Z minerałów jasnych występuje oligoklaz, kwarc, a sporadycznie skałek potasowy. Oligoklaz ma skład dość zmienny (18—25% An) i miejscami wykazuje normalną budowę pasową. Skład mineralny lamin jasnych jest mniej urozmaicony — zdecydowanie przeważa w nich kwarc. Tworzy on często spore blasty,

spokojnie wygaszające światło. Towarzyszy mu w zmiennych ilościach skałek potasowy. Plagioklaz w laminach jasnych jest bardzo rzadki. Błazki biotytu o wykształceniu podobnym jak w laminach ciemnych spotyka się również sporadycznie.

Występujące na łagodnym grzbiecie górskim na południe od wsi Mniszków łupki i łyszczkowe należą również do tego kompleksu. Od opisanych wyżej paragnejsów różnią się wyglądem, są ciemnoszare o cieńszej i mniej wyraźnej laminacji, łupiące się płytkowo lub liściasto. Skład mineralny charakteryzuje się mniejszą zawartością kwarcu, plagioklazów oraz zupełnym prawie brakiem skalenia potasowego. Licznie występujące w niektórych partiach żyłki granitu, mikrogranitu, aplitu, a miejscami pegmatytu dały podstawę do wy-

dzielenia przez G. Berga (1912a, 1940) odmiany nazwanej „*Andalusit-und Cordierit-Hornfelse von Aplit durchädert*”. Polowe wydzielenie tej odmiany jest bardzo kłopotliwe, dlatego też zostało zaniechane. Przykład kontaktu żyłki mikrogranitu z paragnejsem przedstawia fotografia 2 na planszy V.

Skały amfibolowe

Wyróżnione przez mnie amfibolity niższe i wyższe były już wydzielone przez G. Berga (1912a, 1940). Amfibolity niższe (*unterer Diopsid-führender Amphibolit*) mają wprawdzie na mapach G. Berga (1912a, 1940) inne zasięgi, wiąże się to jednak z odmiennym ujęciem następstwa warstw i tektoniki badanego obszaru. Już G. Berg zauważył duże podobieństwo pomiędzy amfibolitami niższymi i wyższymi. Potwierdzają to badania autora. Wydaje się, że obserwowane obecnie różnice pomiędzy odmianami skał amfibolowych są spowodowane w dużej mierze lokalnym oddziaływaniem czynników wtórnych. Aby uniknąć zbędnych powtórzeń, postanowiłem w tym przypadku odstąpić od zasady opisywania typów skalnych w ustalonym wyżej porządku stratygraficznym. Najbardziej celowe wydaje się opisanie najpierw typów skalnych wynikających z pierwotnego zróżnicowania skał amfibolowych, a następnie produktów ich wtórnych przemian.

Pierwotna zmienność skał amfibolowych

Amfibolity piroksenowe. Jest to typ skały bardzo powszechny na badanym terenie, przeważający zarówno wśród amfibolitów wyższych, jak i niższych w fałdzie Orliny. W fałdach i łuskach Mniszkowa — Miedzianki odmiana ta występuje obok amfibolitów biotytowych i biotytowo-piroksenowych głównie w amfibolitach wyższych.

Amfibolity piroksenowe megaskopowo wykazują bardzo wyraźną alternację lamin na przemian ciemnoszarych, prawie czarnych i szarzielonych. Obrazy mikroskopowe ciemnych lamin różnią się między sobą bardzo wyraźnie.

Laminy ciemne zbudowane są głównie z amfibolu. Z reguły jest on włóknisty, rzadziej igiełkowaty, a bardzo rzadko jest wykształcony w formie długich pręcikowych osobników i dlatego dokładne oznaczenie go jest dość trudne. Jego zabarwienie jest dosyć zmienne, od prawie bezbarwnego z bardzo nikłym pleochroizmem do wyraźnie zielonego z pleochroizmem: α — bladezielonawy do bladezielonawo-żółtego, β — zielony do zielonotrawiastego,

γ — zielonotrawiasty, miejscami szmaragdowozielony. Kąt z/γ waha się w dość szerokich granicach od 15 do 20°, a sporadycznie dochodzi do 25°. Ta bardzo duża zmienność danych optycznych zdaje się wskazywać, że mamy w tym przypadku do czynienia z różnymi ogniwami szeregu aktynolit — hornblenda zwyczajna.

Prócz hornblendy głównym składnikiem są tu plagioklasy. Zdaje się nie ulegać wątpliwości, że występują tu dwie generacje plagioklazów. Plagioklasy generacji starszej są rzadko spotykane i z reguły nieoznaczalne wskutek znacznego zaawansowania procesów wtórnych (saussurytyzacja, rzadziej serycytyzacja). Przykłady, w których udało się oznaczyć zawartość anortytu, wykazały, że są to plagioklasy o zróżnicowanym składzie od 20 do 35% An, a sporadycznie nawet więcej. Miejscami w plagioklazach starszej generacji udało się stwierdzić normalną budowę pasową. Dużo częściej spotykany jest plagioklaz młodszej, II generacji — albit. Występuje on zarówno w postaci okrągławych rozsznianych w skale blastów, jak też niewielkich nieregularnych skupień i żyłek. Zawartość anortytu waha się tu pomiędzy 3—7%. Jak się wydaje, wypiera on w dużej mierze plagioklaz I generacji. Pochodzenie plagioklazu I generacji trudno jest określić, natomiast plagioklaz II generacji albit, jest zapewne składnikiem wtórnym, produktem sodowej metasomatozy. Zagadnienie to będzie dalej omawiane szczegółowo.

Spotykane w laminach ciemnych minerały z grupy epidotu wykazują dość dużą zmienność składu od klinozoizytu aż do epidotów właściwych. Mają one z reguły charakter produktów wtórnych przemian różnych minerałów. Akcesorycznym składnikiem jest tu tytanit w postaci leukoksenowej.

Laminy jasne zawierają z reguły jako składnik główny piroksen z szeregu diopsyd — hedenbergit. Najczęściej jest to czysty diopsyd $2V\gamma$ około 60°, z/γ 38—43°. W laminach jasnych wzrasta rola plagioklazów zarówno I generacji, jak i albitu. Nierzadkie są tu epidoty. Być może, część z nich powstała kosztem piroksenów.

Amfibolity piroksenowe z wezuwianem. Odmiana ta nie została wydzielona kartograficznie na załączonych mapach z uwagi na mały zasięg występowania (stwierdziłem ją tylko w odkrywce nr 26); nie były one notowane ani w pracach G. Berga ani w późniejszych. Odkrywka 26 jest oddalona znacznie od wychodni granitu Karkonoszy (tabl. I), trudno zatem przypuszczać, że występujący tu wezuwian jest minerałem kontaktowym, jak się to zwykle przyjmuje. Należy raczej przy-

jąć, że panowały tu warunki sprzyjające powstaniu tego minerału w tku metamorfozy regionalnej (Tilley 1927). Dodać należy, że wezuwian będący produktem metamorfozy regionalnej został już dawniej stwierdzony w skałach metamorficznych wapienno-krzemianowych krystaliniku Snieżnika Kłodzkiego (J. Teisseyre 1959).

Amfibolity piroksenowe z granatami. Nie są one również wydzielone kartograficznie. Odmiana ta była znana G. Bergowi (1912b, 1938) i opisywana jako rzadkość. Występowanie jej stwierdziłem w odkrywkach 24, 35 i 49. Wkłádki tych amfibolitów nie dają się wyróżnić megaskopowo. Mikroskopowo różnią się one jedynie zawartością granatu, który tworzy tu spore, wyraźnie automorficzne blasty. Ziarna jego są bardzo zmienne pod względem zabarwienia: od prawie bezbarwnego przez szarozółtawe do żółtobrunatnego bądź oliwkobrunatnego (andradyt). Granat nie jest składnikiem trwałym. W odkrywce 24 zaobserwowałem, że przechodzi on w hornblendę. Świadczą o tym wyraźnie obwódki wtórnej hornblendy dookoła relikowego granatu. Hornblenda powstała na tej drodze różni się wyraźnie od pierwotnej hornblendy tych skał. Tworzy ona agregaty automorficznych, bezkierunkowo ułożonych blastów o silnym pleochroizmie, najczęściej w odcieniach: α — bladeżółtawy, β — szmaragdowozielony, γ — szmaragdowozielony do morskozielonego. Nie jest więc wykluczone, że odmiana z granatami, pierwotnie bardziej pospolita, wskutek wtórnych przemian zmieniona została w bardzo rozpowszechnioną na tym terenie odmianę amfibolitów piroksenowych bez granatów. Odmiana amfibolitów z granatami wykazuje pewne zmiany również w składzie chemicznym piroksenów. Piroksen tych skał, w przeciwieństwie do powszechnie występującego diopsydu, charakteryzuje słabe zabarwienie w tonach bladezielonych (z/γ 40—42°); są to prawdopodobnie ogniwa salit — ferrosalit. Opisane amfibolity piroksenowe z granatami są zapewne ogniwem przejściowym do opisanych niżej skał granatowo-piroksenowych.

Erlany granatowo-piroksenowe. Stanowią rzadką i nieopisywaną dotychczas odmianę skalną. Znane są one jedynie ze zwietrzliny i dużych bloków (punkt 49 — duży blok obok odkrywki, punkt 423x — próbka ze zwietrzliny). Obraz mikroskopowy skał był w obu próbkach nieco odmienny. Skała z bloku przy punkcie 49 wykazuje niezbyt wyraźną i jak gdyby zatartą laminację. Mikroskopowo można wyróżnić laminy złożone głównie z ferrosalitu oraz obfitujące w oliwkobrunatny granat bogaty w andradyt. Oba

główne składniki skały tworzą bezładną mozaikę granoblastów. Trawiastozielona lub oliwkowozielona hornblenda towarzyszy wymienionym głównym składnikom stosunkowo w niewielkich ilościach. Akcesorycznie występuje tytanit, tlenki żelaza oraz silnie zmieniony przez procesy wtórne, zupełnie nieoznaczalny plagioklaz.

Próbka ze zwietrzliny (punkt 423 x) wykazuje bardzo wyraźną alternację lamin, widoczną również dobrze w mikroskopie, jak i gołym okiem. Żółtawobrunatny granat tworzy laminy prawie monomineralne, zawiera on nieliczne tylko wrostki piroksenu lub aktynolitu. Alternują z nimi laminy o bardzo urozmaiconym składzie mineralnym. Składnikiem głównym jest tu piroksen (diopsyd — salit) oraz hornblenda. Biotyt tworzy skupienia nieuporządkowanych drobnych blaszek; nie wykluczone, że jest to wtórny składnik skały i że jego powstanie wiąże się z metasomatozą potasową. Obserwowałem chlorytyzację biotyту, który przechodzi w pennin. W laminach tych występuje również w niewielkich ilościach granat. Tytanit, który odgrywa tu rolę raczej akcesoryczną, tworzy miejscami spore idioblasty.

Z powyższego wynika, że zróżnicowanie skał amfibolowych jest dość duże i prawdopodobnie spowodowane głównie przez pierwotną zmienność materiału wyjściowego. Wydaje się, że drobne stosunkowo zmiany zawartości Ca, Mg, Fe i K prowadzić mogą do istotnych różnic w składzie mineralnym skały.

Amfibolity masywne. Stanowią one odmianę różniącą się od poprzednio opisanych nawet megaskopowo. Amfibolity masywne wykazują barwę jednolicie szarozieloną, przy zupełnym braku smużystości, oraz łupią się na grube płytki. Występują one w postaci niewielkich soczewek w odkrywkach 9 i 24. W obrazie mikroskopowym tych skał dominuje jasnozielona hornblenda, której cienkie igiełki ułożone są w sposób kierunkowy. Drugim głównym składnikiem skały tej jest albit, kwarc natomiast odgrywa rolę podrzędną. Jako składniki akcesoryczne występują apatyt i tlenki żelaza. Podobne skały, należące do serii Leszczyńca, wykazują bardzo często wyraźnie zachowane struktury reliktowe.

Gnejsy oligoklazowo-amfibolowe. Jest to rzadka odmiana skalna znana jedynie z pojedynczych bloków spotykanych na starych zwałach w punkcie 311 x. Skała ta wykazuje bardzo wyraźną strukturę gruboczkową (wymiary oczek 10—15 mm). Oczka tworzą blasty plagioklazu (30—33% An w partii jądrowej, 25—20% An w obwódce). Jasnozielona hornblenda opływa oczka w postaci smug; towarzyszy jej drobnoblastkowy brunatny biotyt.

Obraz mikroskopowy tekstury tej skały przedstawia plansza VI, fotografia 1. Hornblendzie towarzyszą tlenki żelaza i minerały grupy epidotu. Skała pocięta jest żyłami kwarcowymi, w których sąsiedztwie hornblenda rekrytalizuje, tworząc promieniste agregaty. Nie udało się ustalić, czy blasteza plagioklazu jest rezultatem przemian w warunkach izochemicznych, czy efektem feldspatyzacji. Z powyższych względów gnejs oligoklazowo-amfibolowy zaliczono do odmian pierwotnych.

Amfibolity biotytowe i amfibolity biotyto-*o-diopsydowe*. Skały te mają duże rozprzestrzenienie i zostały wydzielone kartograficznie. Biotyt, miejscami występujący w nich w znacznych ilościach, jest prawdopodobnie rezultatem metamorfizmu regionalnego o topochemicznym charakterze. Nie znaleziono bezpośrednich dowodów na stwierdzenie, że odmiana ta powstała wskutek biotytyzacji amfibolitów piroksenowych, jednak ich pozycja geologiczna wskazuje na pewne prawdopodobieństwo takiej właśnie genezy. Stwierdzić bowiem należy, że na terenie badanym skały te występują wyłącznie w dość bliskim sąsiedztwie granitu Karkonoszy.

W amfibolitach niższych, a częściowo także wyższych, w obrębie fałdów i łusek Mniszkowa — Miedzianki amfibolity biotytowe są panującym typem skalnym. Znane są one z odkrywek 45, 386, 448, 450, z wkopów 93/S, 95/S oraz licznych próbek zebranych ze zwietrzliny i starych zwałów. Są to skały dość wyraźnie laminowane. Ciemne laminy biotyto-*owe* składają się z zabarwionego na kolor cynamonowobrunatny biotyty, któremu towarzyszą poszczególne okrągławe blasty plagioklazu, miejscami hornblenda, kwarc i dość znaczne ilości tlenków żelaza. Biotyt w niektórych przypadkach wykształcony jest w postaci drobnych, bezładnie ułożonych łuseczek. Hornblenda nigdy nie tworzy równoległe ułożonych włókien, jak w amfibolitach piroksenowych, lecz z reguły jest zrekrystalizowana w postaci słupków bądź pręcików zorientowanych zupełnie dowolnie względem laminacji skały.

Głównym składnikiem lamin jasnych jest kwarc, towarzyszą mu silnie zserycytywane plagioklasy i amfibol o cechach optycznych aktynolitu. Miejscami występują tu pirokseny z szeregu diopsyd — salit, dość rzadkie są natomiast granaty. Skałek potasowy odgrywa, podobnie jak minerały z grupy epidotu, rolę raczej niewielką. Wyjątek stanowi odkrywka 448, gdzie występuje skała bardzo bogata w epidot i węglany.

Od wyżej opisanych skał różni się bardzo wyraźnie skała występująca w punkcie 386. Laminacja jest w niej bardzo wyraźna; bada-

nia mikroskopowe pozwoliły ustalić, że alternują tu laminy o dużej przewodzie biotyty z prawie monomineralnymi laminami aktynolitowymi. Blaszki drobnoluseczkowego biotyty ułożone są bezładnie. Biotytowi towarzyszą minerały z grupy epidotu, sercytowo wykształcony jasny łyszczyk i tytanit o wyglądzie leukoksenowym. Akcesorycznie występuje tu skałek potasowy. Aktynolit, z którego składają się prawie wyłącznie laminy jaśniejsze, tworzy promieniste, palczaste, miejscami sferyczne agregaty igielkowych blastów; towarzyszą mu silnie zserycytywane plagioklasy oraz tytanit w postaci leukoksenowej.

Brak bezpośrednich dowodów na to, że skały te powstały z innych odmian skał amfibolowych wskutek oddziaływania metasomatozy potasowej. Nie stwierdzono w nich bowiem obwódek reakcyjnych dookoła hornblendy czy innych objawów biotytyzacji tego minerału. Niemniej jednak struktury takie mogły ulec zatarciu w czasie silnej rekrytalizacji, z reguły wyraźnie tu widocznej. Za powstaniem tych skał na drodze biotytyzacji innych skał amfibolowych mogłaby przemawiać ich pozycja geologiczna — bliskość granitu Karkonoszy.

Produkty metasomatycznej przebudowy skał amfibolowych

Procesy metasomatozy sodowej mają na badanym terenie zasięg regionalny. Najczęściej prowadzą one do powstania tylko drobnych, okrągłych, rozsianych w skałe blastów albitu nie powodując poważniejszych zmian w strukturze, teksturze i składzie mineralnym skały. Blasteza drobnych albitów została opisana wyżej. Poniżej opisane są przypadki, w których silnie zaawansowana metasomatoza sodowa prowadzi do wyraźnych zmian w skałach. Procesy takie obserwuje się w partiach peryferycznych większych żyłek albitowych. Są one wykształcone w sposób typowy w skałach odkrywki 427 (grupa skałek i dużych luźnych bloków w sąsiedztwie starego szybu). Występujące tu amfibolity piroksenowe są pocięte licznymi żyłkami albitowymi. W ich sąsiedztwie obserwowano dość często zanik diopsydu, jednocześnie jednak w partiach peryferycznych żyłek krystalizował amfibol różniący się w sposób widoczny od starszej generacji hornblendy. Mineral ten z reguły wykazuje budowę pasową, przy czym partie centralne mają charakter optyczny aktynolitu, a obwódka jest hornblendą smaragdytową. Jakkolwiek nie znaleziono bezpośrednich dowodów mówiących o powstaniu tego amfibolu z diopsydu, brak tu bowiem obwódek reakcyjnych lub innych bezpośrednich przejawów tego rodzaju przemian,

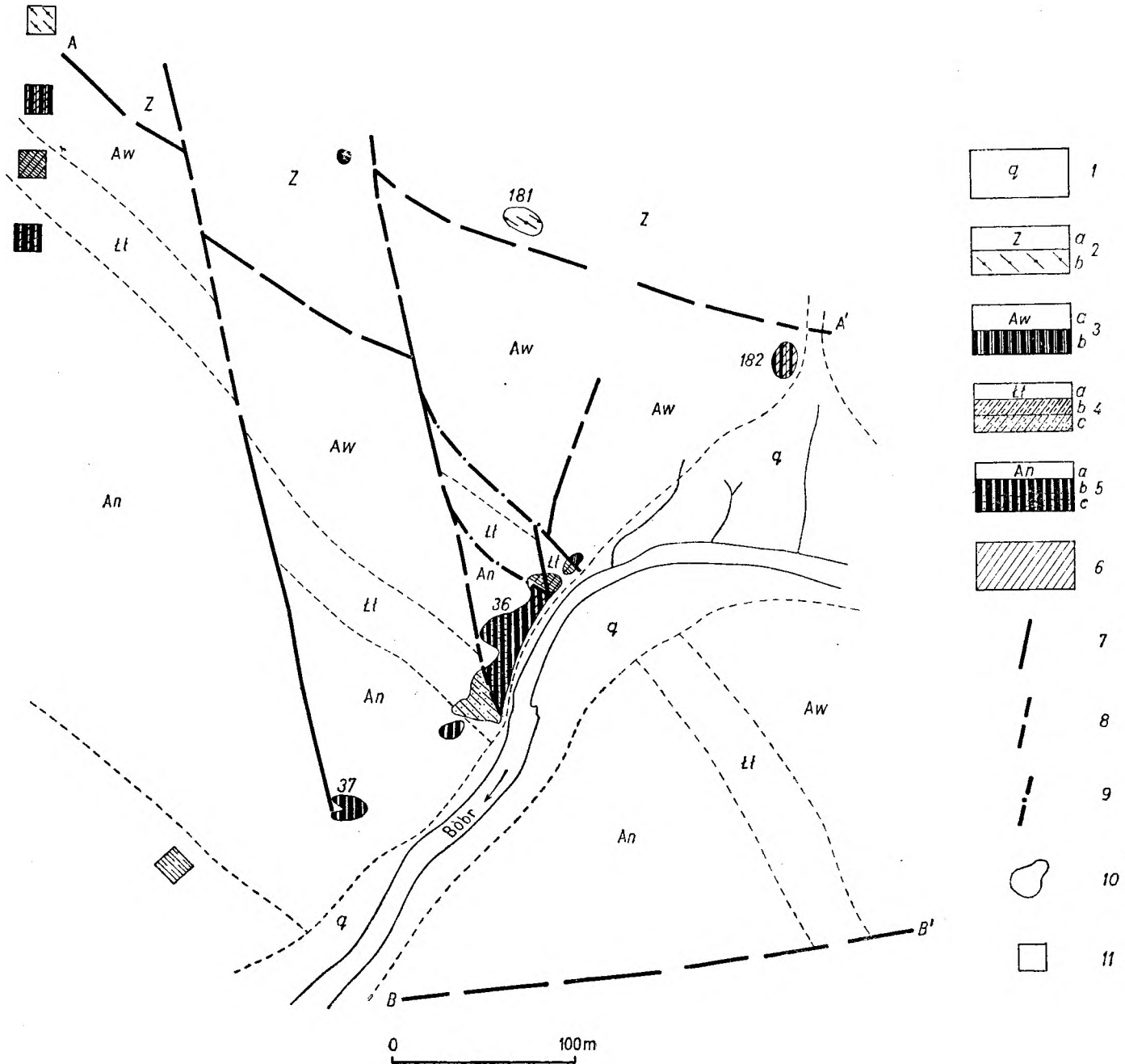


Fig. 7

Plan sytuacyjny odkrywek 36, 37, 181, 182. Położenie planu jest zaznaczone na tabl. I i II

1 — czwartorzęd, napływy rzeczne, 2 — zieleńce jednostki Dobromierza: a — w zwietrzelinie, b — w odkrywkach i wkopach; 3 — amfibolity wyższe (piroksenowe): a — w zwietrzelinie, b — w odkrywkach i wkopach; 4 — grupa łupków łyszczykowych: a — w zwietrzelinie, b — łupki łyszczykowe w odkrywkach i wkopach, c — paragnejsy albitowo-łyszczykowe w odkrywkach; 5 — amfibolity niższe: a — w zwietrzelinie, b — amfibolity piroksenowe w odkrywkach i wkopach, c — gnejsy amfibolowo-chlorytowo-albitowe; 6 — strefy wyraźnej diaftorezy skał metamorficznych, 7 — uskoki stwierdzone, 8 — uskoki przypuszczalne, 9 — ślizgi wzdłuż warstw, 10 — kontury odkrywek (nieco powiększone), 11 — wkopy poszukiwawcze; A—A' — główny uskók śródsudecki, B—B' — uskók Miedzianka — Ciechanowice

Sketch map of exposures 36, 37, 181, 182, as shown in tables I — II

1 — Quaternary; 2 — greenstones of the Dobromierz unit: a — in débris, b — in exposures and pits; 3 — upper amphibolites (pyroxenic): a — in débris, b — in exposures and pits; 4 — mica schists group: a — in débris, b — mica schists in exposures and pits, c — albite mica paragneisses in exposures and pits; 5 — lower amphibolites: a — in débris, b — pyroxene amphibolites in exposures and pits, c — amphibole albite chlorite gneisses; 6 — zones of distinct diaphthoresis of metamorphic rocks; 7 — observed faults; 8 — hypothetical faults; 9 — bedding slips; 10 — outcrop contours (somewhat exaggerated); 11 — pits and trenches; A—A' — main Inner Sudetic fault; B—B' — Miedzianka — Ciechanowice fault

to jednak proces taki wydaje się być bardzo prawdopodobny.

Intensywna metasomatoza sodowa może doprowadzić do znacznych zmian w składzie mineralnym skały i w dużym stopniu zmienić pierwotną strukturę i teksturę. Powstała w ten sposób odmiana skalna, zwana gnejssem amfibolowo-chlorytowo-albitowym, znana jest z odkrywki 36. Skała ta ma zasięg zbyt mały, aby można ją wydzielić w podziałyce mapy głównej, została ona natomiast wyodrębniona na figurze 7. Wygląd megaskopowy tej skały przypomina migmatyt (pl. II, fot. 2). Spowodowane to jest dość intensywnym zmięciem lamin oraz dużą ilością składników jasnych (albit, kwarc). Skała składa się z dość grubych (do 7 cm) lamin albitowych oraz stosunkowo cienkich lamin złożonych z minerałów ciemnych. Albit występujący w laminach jasnych zawiera 3—4% An i jest z reguły niezbliniaczony. W ilościach znikomych towarzyszy mu kwarc. W laminach ciemnych głównymi składnikami są aktyolit i chloryt, natomiast serycyt i węglany pojawiają się w zmiennych ilościach. Wydaje się, że obserwowane tu zmięcie lamin jest starsze od albityzacji skały. Nie udało się ustalić, dlaczego skała ta uległa tak silnej metasomatycznej przeróbce, podczas gdy występujące w niedalekim sąsiedztwie amfibolity piroksenowe wykazują nieznaczne tylko zaawansowanie procesów albityzacji. Prawdopodobnie decydujące znaczenie miał tu pierwotny skład mineralny obecnych „lamin albitowych”. W przypadku gdyby składały się one pierwotnie z minerałów szczególnie podatnych na mobilizację (węglany), zastąpienie ich przez albit dałoby się łatwo wytłumaczyć. Dodatkowym czynnikiem ułatwiającym ten proces mogły być liczne uskoki (fig. 7).

Produkty diaforezy skał amfibolowych

Na występowanie zjawisk diaforezy w skałach amfibolowych zwrócił uwagę G. Berg (1912b). W pracach późniejszych badaczy brak na ten temat wzmianek. Procesy diaforezyczne, szczególnie silnie zaznaczające się w strefie oddziaływania uskoku śródsudeckiego, upodabniają wygląd megaskopowy skał amfibolowych jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki do zieleńców jednostki Dobromierza. Powoduje to trudności w polowym rozróżnieniu skał i w skartowaniu wydzieleni, co skłoniło mnie do szczegółowego przeprowadzenia analizy mikroskopowo-petrograficznej. Badania polowe wykazały, że diaforezyczne towarzyszą nie tylko strefie uskoku śródsudeckiego, ale również innym dyslokacjom. Z obserwacji odkrywek 481

i 482 oraz bloków skał ze zwietrzliny wynika, że diaforezyczne amfibolity występują także wzdłuż granicy jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki z jednostką Leszczyńca. Procesy diaforezyczne zmieniają głównie skład mineralny skały, natomiast jej cechy teksturalne, jak np. bardzo wyraźna laminacja, na ogół nie ulegają zatarciu, ani zasadniczej przebudowie. W skałach tych z reguły stwierdzono zupełny brak piroksenów, liczniej natomiast występują minerały z grupy epidotu. Te ostatnie miejscami tworzą blasty o średnicy 2—3 lub nawet więcej milimetrów, wyraźnie różniące się swymi rozmiarami od ziarn innych minerałów. Najczęściej są to epidoty właściwe, a rzadziej klinozoiizyty. Nie jest rzeczą zupełnie pewną, czy epidot powstaje kosztem piroksenów. Z jednej bowiem strony w cząsteczkach piroksenów z grupy diopsyd — hedenbergit brak glinu, a z drugiej strony obserwowane miejscami w tej strefie zmięcenie piroksenów w agregaty uralitowe.

Amfibole są dość trwałym składnikiem skał, jednak w niektórych przypadkach (przy zaawansowanej diaforezie) ulegają chlorytyzacji, przy czym prócz chlorytu powstaje pewna ilość epidotu, tlenków żelaza, tytanitu (miejscami leukoksenu). Inne składniki, np. plagioklasy I generacji, są zupełnie zmętniałe, a miejscami zmienione w agregat wtórnych minerałów, natomiast w albicie (plagioklasy II generacji), pierwotnie na ogół niezbliniaczony, pojawiają się prążki bliźniacze.

Spostrzeżenia powyższe wraz ze szczegółowymi obserwacjami skał jednostki Dobromierza pozwoliły ustalić szereg cech pozwalających odróżnić nawet silnie zmienione skały amfibolowe jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki od zieleńców jednostki Dobromierza.

Zdiaforezowane skały amfibolowe różnią się od zieleńców następującymi cechami:

— Wykazują na ogół znacznie grubszą laminację (przeciętna grubość lamin w amfibolitach 0,5—2,0 cm i więcej, w zieleńcach 0,1—0,5 cm, rzadko grubsze).

— Składem lamin: w zieleńcach alternują laminy chlorytowo-epidotowe z laminami o składzie: albit, kwarc, węglany. Zdiaforezowane amfibolity wykazują naprzemianległość lamin utworzonych z hornblendy lub chlorytu z laminami epidotowymi.

— Charakterem amfiboli. Amfibol zieleńców to z reguły aktyolit, natomiast w amfibolitach jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, nawet przy stosunkowo silnych zmianach zachowuje się hornblenda.

— Zdiaforezowane amfibolity zawierają z reguły mętny, zsaussyrytyzowany plagioklas pierwszej generacji, którego brak w zieleńcach.

— Postać innych minerałów również różni te dwa typy skalne; chloryty powstałe w czasie procesów diaforezy są najczęściej gorzej zrekrystalizowane niż chloryty zielenców.

Górne paragnejsy i łupki

Zespół ten jest wykształcony inaczej w fałdzie Orliny niż w łuskach i fałdach Mniszkowa — Miedzianki. Wydaje się, że na pierwotne zróżnicowanie skał tego zespołu nałożyło się sporo procesów wtórnych, dając w rezultacie obserwowaną obecnie zmienność. Stosując podane wyżej zasady, opisane są najpierw łupki kwarcowo-łyszczykowe i łyszczykowe fałdu Orliny jako słabiej zmienione, a następnie leptynity i paragnejsy biotytowe fałdów Mniszkowa — Miedzianki.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe z łupkami łyszczykowymi w stropie

Skały te wraz z niższymi amfibolitami tworzą jądro fałdu Orliny. Stosunkowo najpełniejszy profil tych skał widoczny jest w odkrywce 10 i 11. Prócz łupków występują tu drobne wkładki skał amfibolowych, zbyt małe by można je ująć kartograficznie. Badania mikroskopowe tych wkładek ujawniły ich duże podobieństwo do opisanych wyżej diaforetycznie zmienionych amfiboli. Łupki są skałą barwy szarej w odcieniach od bardzo jasnego, srebrzystego do ciemnoszarego, prawie czarnego. Oddzielność łupków kwarcowo-łyszczykowych jest cienkopłytkowa, a łupków łyszczykowych — liściasta.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe. Megaskopowo wykazują one bardzo wyraźną laminację. W laminach jasnych głównym składnikiem jest granoblastyczny kwarc, natomiast plagioklaz, z reguły nieoznaczalny, jest składnikiem podrzędnym, skażeń potasowy jest bardzo rzadki. W laminach łyszczykowych spotyka się łyszczyk jasny i biotyt. Oba te składniki tworzą drobne blaszki ułożone zgodnie z laminacją. Zabarwienie biotyту jest dosyć zmienne, przeważnie w tonach cynamonowobrunatnych. Łyszczynom towarzyszą miejscami w podrzędnych ilościach minerały z grupy chlorytu. Akcesorycznie występują tu tlenki żelaza, turmalin i niekiedy andaluzyt. Ten typ skały łączy się z poprzednim stopniowym przejściem polegającym na zmniejszeniu się udziału kwarcu w skale. Jednocześnie częściej spotyka się w łupkach łyszczykowych takie minerały jak andaluzyt lub gniazda serycytu, będące zapewne produktem jego rozpadu. Zasięg andaluzytu w tej odmianie nie prze-

kracza na ogół linii wykreślonej na mapie G. Berga (1940).

W strefie oddziaływania uskoku śródsudeckiego wygląd łupków łyszczykowych zmienia się nieco; są one często silnie wyslizgane i miejscami przypominają fyllity. W odkrywce 36 (fig. 7) można wyróżnić skały będące zapewne produktem sodowej metasomatozy opisanych wyżej łupków składające się głównie z albitu i jasnego łyszczyku. Oba główne składniki tworzą wyraźnie alternującą laminę. Nazywam je *gnejsami albitowo-łyszczykowymi*. Odmiana ta ma znaczenie ściśle lokalne i z tego względu nie została wydzielona na mapie litostratygraficznej.

Leptynity z paragnejsami biotyowymi w stropie*

Skały te są typową formą występowania górnych łupków i paragnejsów w fałdach i łuskach Mniszkowa — Miedzianki.

Skały wyróżnione przez autora jako leptynity były nazywane w starszych pracach G. Berga (1912 a, b, c) *łupkami kwarcytowymi* (*Quarzitschiefer*), później (1934, 1938, 1940) G. Berg dodawał do tego terminu w nawiasie nazwę leptyt, powołując się na podobieństwo składu chemicznego tych skał z porfirami (ryolitami). J. Oberc (1960b) zwrócił uwagę, że ze względu na znaczną zawartość skałenia potasowego należałoby uznać te skały za gnejsy, i nazwał je *gnejsami z Miedzianki*. Rezerwując nazwy regionalne dla poszczególnych elementów tektonicznych, proponuję dla tych skał nazwę *leptynity*.

Leptynity. Najlepiej są one odsłonięte w odkrywkach 19 i 23. Jest to skała o barwie różowej, kremowej lub żółtawej, a miejscami jasnoszarej. Bardzo drobnoziarnista, wykazuje oddzielność drobnopłytkową. Laminacja skały nie zawsze jest wyraźna. Głównymi składnikami jest kwarc i skażeń potasowy.

Kwarc wykazuje na ogół dość dobrą rekrytalizację. Skażeń potasowy jest najczęściej bardzo źle zrekrystalizowany. Występuje on z reguły w drobnoblastycznych agregatach o wydłużonym kształcie, zorientowanych zgodnie z laminacją skały. Plagioklaz (oligoklaz 20—30% An) występuje bardzo rzadko tworząc pojedyncze blasty. Łyszczyki skupiają się w re-

* „Leptynit jest to skała złożona z kwarcu i skałenia alkalicznego, uboga w łyszczyki i amfibole, natomiast granat występuje w niej często. Z reguły wykazuje regularną oddzielność ławicową przy masywnej na ogół teksturze. Nazwa leptynit jest specyficzna dla petrografii francuskiej, jej odpowiednikiem do pewnego stopnia jest w nomenklaturze anglosaskiej granulit, a w skandynawskiej leptyt” (Według J. Junga 1958).

gularnych laminach. Występuje tu zarówno jasny łyśczyk, jak i biotyt. Pierwszy z nich wykształcony jest na ogół w postaci drobnych blaszek z reguły zorientowanych zgodnie z laminacją. Drugą formą występowania tego minerału są gniazdowe, serycytowe agregaty, w których drobne blaszki ułożone są zupełnie dowolnie, niejednokrotnie zebrane w sferyczne lub palczaste skupienia. Jest to zapewne łyśczyk wtórny, powstały z innych mineralów (andaluzyt). Drobnoluseczkowy biotyt wykazuje na ogół zabarwienie brunatne w niezbyt ciemnym odcieniu. Pleochroizm jego jest wyraźny, jakkolwiek niezbyt silny. W odkrywce 19 stwierdzono m. in. odmianę skalną zawierającą zielony, częściowo schlorytyzowany biotyt, wykazujący barwy pleochroiczne: α — bladożółtawa, $\beta = \gamma$ — niebieskozielona.

Ciekawą odmianą są leptynity zawierające andaluzyt; występowanie ich stwierdziła A. Zieniuk (1960) w odkrywce 23, a później autor niniejszej pracy — w szeregu punktów, m. in. w odkrywce 424, w formie luźnych bloków na starych zwałach kopalnianych w punkcie 309 x. Andaluzyt występujący w tych skałach ma z reguły charakter reliktu mineralnego, często otoczony jest wtórnym łyśczykiem o serycytowym wykształceniu, a jego blasty są przetkane drobnymi łuseczkami serycytu. Bardzo pospolite, gniazdowo występujące agregaty jasnego łyśczyku pochodzą z andaluzytu. Wskazywałoby to, że leptynitów zawierających andaluzyt było pierwotnie znacznie więcej niż obecnie, bowiem agregaty tego typu miały bardzo szerokie rozprzestrzenienie. Skład mineralny leptynitów z odkrywki 23 w procentach objętościowych przedstawia tabela 2.

Zarówno kwarc, jak i miejscami łyśczyki wykazują często objawy dość wyraźnej młodej rekrytalizacji, która wiąże się z termicznym oddziaływaniem granitu Karkonoszy, zapewne przy dużym udziale składników lotnych.

Opisywana przez G. Berga (1912b, 1938) odmiana zawierająca granat została znaleziona w okazach pochodzących z gruzu zboczowego. Natomiast wspomniane przez S. Dyjora (1959) odmiany zawierające piroksen (diopsyd — $z/\gamma = 40^\circ$, $n_\gamma - n_\alpha = 0,028$) zostały stwierdzone w luźnych blokach starych zwałów (punkt 445 x). Występujący w tych skałach amfibol ma zawsze charakter składnika wtórnego. W przypadku próbek z punktu 445 x powstaje on zapewne z piroksenów na drodze wtórnych przemian.

Sądzę, że odmiany zawierające granat lub piroksen są skałami przejściowymi do skał wapienno-krzemianowych. Młode ruchy powodują, że w strefie oddziaływania niewielkich

Tabela 2

Skład mineralny leptynitów
z odkrywki 23 w % obj.

Mineral composition of the leptynites from exposure 23 in volumetric per cent

Minerały Minerals	% obj. vol. per cent
Kwarc Quartz	43,7
Skaleń potasowy Kali feldspar	40,7
Muskowit Muscovite	5,7
Biotyt Biotite	2,7
Andaluzyt Andalusite	4,1
Razem	100,0

Planimetrowała A. Zieniuk

nawet uskoków skały te ulegają wyraźnej kaktaklizacji. Procesy te zostały opisane przez G. Berga (1934) bardzo obszernie, co jest dowodem, jak dużą wagę badacz ten przypisywał tektonice uskokowej.

Paragnejsy biotytowe. Skały te występują nad leptynitami i prawdopodobnie łączą się z nimi ciągłymi przejściami. Trudno to jednak stwierdzić z całą pewnością z powodu braku w terenie odpowiednio długich i dobrze odsłoniętych profilów. Megaskopowo są to skały koloru szarego, o dość wyraźnej na ogół laminacji i oddzielności cienkopłytkowej. Głównymi składnikami są łyśczyki (przeważnie biotyt), plagioklasy oraz kwarc. Biotyt rzadko tylko rekrytalizuje w większe blaszki. Na ogół tworzy on w obrębie ciemnych lamin agregaty drobnych, nie zawsze zgodnie z laminacją ułożonych łuseczek.

Schemat pleochroizmu: α — bladożółtawy, $\beta = \gamma$ — cynamonowobrunatny. Dość rzadko pojawia się jasny łyśczyk, najczęściej w postaci gniazdowych skupień o serycytowym wykształceniu. Agregatom tym towarzyszy reliktowy andaluzyt. Mikrogranoblasty kwarcu są głównym składnikiem jasnych lamin. Oligoklaz (18—22% An) tworzy najczęściej nieregularnie rozproszone, okrągławe blasty. W przypadku gdy rekrytalizacja tego składnika jest dość silna, może powstać tekstura drobnoczkowa. Paragnejsy o teksturze drobnoczkowej znane są między innymi z odkrywki 23 (pl. II, fot.

12). Oligoklaz jest z reguły silnie przyprószony serycytem. Skaleń potasowy spełnia rolę podrzędną. Akcesorycznie występuje zielony turmalin i cyrkon. Oprócz opisanych paragnejsów w stropie leptynitów stwierdzono obecność skał mało różniących się od łupków łyszczykowych fałdu Orliny.

Zestawienie obserwacji i uwagi o petrogenezie

Przedstawiony schemat stratygraficzny, zilustrowany opisami skał, pozwala na wysunięcie pewnych wniosków petrogenetycznych. Zmetamorfizowanie skał jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki jest na tyle intensywne, że zatarło wszelkie ślady pierwotnych struktur skalnych. Wydaje się, że skład mineralny skał jest również silnie zmieniony, w każdym razie brak tu jakichkolwiek danych, pozwalających na sformułowanie przypuszczeń o pierwotnym reliktowym charakterze poszczególnych minerałów lub ich grup. Wydaje się natomiast, że ich wyraźna często laminacja jest, zakonserwowanym w warunkach metamorfizmu, pierwotnym warstwowaniem. Brak jakichkolwiek reliktyw strukturalnych i mineralnych skłania do szczególnej ostrożności, jeżeli chodzi o przypuszczenia o pierwotnej naturze tych skał. Z nieco większą pewnością wnioskować można o ich późniejszych przemianach metamorficznych.

Rozpatrując poszczególne typy skalne, w kolejności ustalonej przez przedstawione wyżej następstwo warstw, zajmę się najpierw dolnymi łupkami i paragnejsami. Zgodnie z dość tradycyjnymi poglądami, należałoby dopatrywać się typów wyjściowych dla tych skał w łupkach ilastych i mułowcach. Wydaje się, że mogły im towarzyszyć odmiany szarogłazowe i arkozowe, stąd skalenie tych skał są zapewne rezultatem blastezy w warunkach topochemicznych. Brak tu w każdym razie śladów wyraźnych zmian metasomatycznych. W podobnym sensie wypowiadał się o genezie tych skał G. Berg (1912c).

Wnioski tego autora (1934, 1940) na temat pochodzenia leptynitów (nazywanych dawniej niesłusznie kwarcytami) ze zmienionych porfirów (ryolitów) były oparte jedynie na pewnym podobieństwie składu chemicznego. Nie stwierdzono bowiem żadnych wyraźnych reliktyw teksturalnych, strukturalnych czy mineralnych pozwalających wyprowadzić leptynity z kwaśnych, bogatych w potas skał wulkanicznych. Również teza J. Oberca (1960b) o granitowym pochodzeniu tych skał nie znajduje potwierdzenia w szczegółowych obserwac-

jach petrograficznych. Zarówno forma geologicznego występowania, jak i pewne cechy teksturalne tej skały wydają się wskazywać, że mamy tu do czynienia ze zmetamorfizowanymi arkozami. Na duże znaczenie osadów arkozowych w seriach geosynklynalnych dawnych cykli orogenicznych zwraca się coraz częściej uwagę (Barth 1952, de Sitter 1959).

Nieco bardziej złożone problemy wiążą się z pochodzeniem oraz metamorficznymi przemianami skał amfibolowych. G. Berg (1912c) nie wypowiada się w sposób wyraźny na temat pochodzenia *amfibolitów diopsydowych* (*Diopsid-führender Amphibolit*), z tym że przez analogię z amfibolitami skaleniowymi (*Feldspat-amphibolit*) wyprowadza je ze zmienionych diabazów i tufów. W podobnym sensie wypowiadał się M. Schwarzbach (1943). Badacz ten, nie odróżniając amfibolitów jednostki Leszczyńca, z często dobrze zachowanymi reliktywami struktur i tekstur skał magmowych, od amfibolitów jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, gdzie reliktyw takich brak, traktował je łącznie jako produkty metamorficznej przebudowy skał związanych z wulkanizmem inicjalnym. Również J. Oberc (1960b) uważa, że amfibolity jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, które nazywa bardzo rozmaicie (*amfibolity właściwe, amfibolity diopsydonośne, amfibolity smużyste*), to „formacja pierwotnie eruptywna składająca się z law i tufów (wulkanizm inicjalny)”.

Ustalenie genezy amfibolitów jest z reguły dość trudne, bowiem przeobrażenia skał marglistych o odpowiednim chemizmie mogą w warunkach metamorfizmu doprowadzić do powstania identycznych zespołów mineralnych, jakie dają przeobrażone skały typu gabr, bazaltów czy nawet bazanitów. Brak jakichkolwiek reliktyw pierwotnych struktur, trudności w stwierdzeniu czy któryś składnik może być reliktem mineralnym, nadto zmiany jakie wywołały procesy metamorficzne, dodatkowo komplikują odczytanie genezy skały.

Skały amfibolowe serii Rudaw Janowickich — Śnieżki wykazują szereg cech, których wytłumaczenie, przy założeniu iż były to pierwotne skały żyłowe lub wulkaniczne o strukturze masywnej, jest bardzo trudne. Na pierwszym miejscu wymienilibym ich bardzo wyraźną laminację. Ta rzucająca się w oczy cecha teksturalna wynika z alternacji lamin o kontrastowym składzie mineralnym, a więc prawdopodobnie i chemicznym. Skład mineralny poszczególnych lamin jest zmienny w różnych punktach skały w dość szerokich granicach, co niezbyt dobrze zgadzałoby się z tezą o wtórnym charakterze laminacji. Ponadto wydaje się, że stwierdzone w kompleksie skał amfibol-

lowych wkładki skał piroksenowo-granatowych dałyby się wyprowadzić raczej z margli żelazisto-dolomitycznych niż z jakichkolwiek skał magmowych.

Zdając sobie w pełni sprawę z niebezpieczeństwa wnioskowania przez analogię, pragnę jednak zwrócić uwagę na znaczne podobieństwo tekstur, struktur i składu mineralnego omawianych skał amfibolowych do amfibolitów diopsydowych regionu Orijärvi w południowej Finlandii. Amfibolity diopsydowe tego rejonu były już od dawna uważane za skały pochodzenia osadowego, przy czym sądzono, że są to zmienione margle, a częściowo wapienie dolomityczne (Eskola 1914, 1950; Mikkola 1955). Skały amfibolowe, a zwłaszcza amfibolity diopsydowe, zajmują na omawianym obszarze duże przestrzenie i wykazują spore miąższości. Z tego względu interpretowanie tych skał jako zmienionych metamorficznie margli, analogicznie do wniosków cytowanych geologów fińskich, może się wydawać mało prawdopodobne. Można by jednak założyć, że w tym przypadku mamy do czynienia ze zmienionym osadem piroklastycznym zawierającym istotną domieszkę substancji węglanowej. Nieliczne odmiany masywne mogłyby reprezentować zmienione skały magmowe, natomiast odmiany bogate w piroksen i granat prawdopodobnie były pierwotnie soczewkami wapieni lub margli żelazisto-dolomitycznych.

Stwierdzone już dawniej przez G. Berga (1912b, 1938) procesy diaforezy zostały potwierdzone moimi badaniami. Występują one w sposób wyraźny w strefie uskoku śródsudeckiego, w sąsiedztwie innych dyslokacji, jak również prawdopodobnie wzdłuż granicy jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki z jednostką Leszczyńca.

Reasumując powyższe, mielibyśmy następującą sekwencję czasową zmian metamorficznych w serii Rudaw Janowickich — Śnieżki. Najstarszym, niewątpliwie dającym się stwierdzić procesem jest metamorfoza regionalna całej serii. Jest ona prawdopodobnie w przybliżeniu równowiekowa z jej fałdowaniem głównym. Procesy te osiągnęły takie natężenie, że zupełnie zatarły pierwotną strukturę skał. Na omawianym terenie jest to cecha wyróżniająca serię Rudaw Janowickich — Śnieżki. Serie skalne pozostałych jednostek zawsze zawierają utwory wykazujące struktury, tekstury, bądź minerały reliktowe. Istnieją pewne trudności w zaklasyfikowaniu skał serii Rudaw Janowickich — Śnieżki zgodnie ze schematem facjalnym, bowiem w tym przypadku mamy do czynienia z wieloetapowymi procesami metamorficznymi oraz z wyraźnymi wpływami metasomatozy. Prowadzi to do występowania

paragenez mineralnych będących wyrazem braku równowagi. Niektóre skały tej serii wykazują w chwili obecnej paragenезы charakterystyczne dla facji albitowo-epidotowo-amfibolitowej. Niemniej jednak dość często spotyka się asocjacje mineralne, np. hornblenda — diopsyd — plagioklaz (oligoklaz — andezyn), które mogłyby powstać w warunkach facji amfibolitowej (amfibolitowo-almandynowej — Turner, Varhoogen 1960). Ponadto paragenезы mineralne amfibolitów granatowych lub erlanów granatowo-piroksenowych wskazują na warunki subfacji almandynowo-diopsydowo-hornblendowej. Niewielkie stosunkowo rozprzestrzenienie tych typów skalnych oraz szeregu obserwowanych w nich procesów (przejście granatów w agregat hornblendy) wydaje się świadczyć o ich reliktowym charakterze.

Można więc przypuszczać, że seria Rudaw Janowickich — Śnieżki była pierwotnie metamorfizowana w warunkach facji amfibolitowej. Późniejsze zmiany regresyjne w mniejszym lub większym stopniu objęły cały teren występowania tych skał, zaznaczając się szczególnie silnie w postaci wyraźnej diaforezy w strefie oddziaływania młodych uskoków. Zmiany te wywołane zostały zapewne nie tylko prostą zmianą ciśnienia hydrostatycznego i spadkiem temperatury, lub chwilowym wzrostem stressu, lecz jak się wydaje przede wszystkim uruchomieniem sporej ilości składników lotnych w postaci roztworów wodnych. Wskazują na to objawy młodej rekrytalizacji i neokrystalizacji w wielu odmianach skalnych, obecność gruboblastycznego epidotu (2—3 mm) w obrębie strefy silnej diaforezy skał amfibolowych itd. Należy przypuszczać, że procesy te wiążą się mogą z późnymi hydrotermalnymi etapami oddziaływania intruzji granitu Karkonoszy. Wydaje się prawdopodobne, że działalność roztworów hydrotermalnych została spętowana przez składniki lotne usuwane ze strefy kontaktu termicznego, powstałe głównie wskutek procesów dehydratyzacji.

Współwystępowanie skalenia potasowego i andalazytu w dolnych paragenezach i łupkach, a przede wszystkim w leptynitach, wymaga nieco obszerniejszego omówienia. Według poglądów F. J. Turnera (Turner, Verhoogen 1960), minerały te znajdują się w stanie równowagi w warunkach facji piroksenowo-hornfelsowej. Wskazuje to w sposób nie budzący większych wątpliwości na wyraźne wysokotemperaturowe przemiany typu kontaktowego. Wiążą się one prawdopodobnie z intruzją plutonu Karkonoszy, co przyjmował już G. Berg (1912b, c).

Niemniej jednak nie można wykluczyć, że zmiany kontaktowe wiążą się ze starszą in-

wazją granitu, oczywiście, jeżeli dla gnejsów kowarskich, lub przynajmniej ich części, przyjmując magmowe pochodzenie. W obecnej sytuacji tektonicznej skał tych na badanym terenie brak. Można jednak przypuszczać przez analogię do obszaru pomiędzy Grzędzinami a Śnieżką, gdzie konsekwentnie towarzyszą one skałom jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, że podobna sytuacja mogła istnieć także na terenach położonych dalej na północ. Brak ich w tamtej strefie może mieć charakter wtórny i być spowodowany przez intruzję granitu Karkonoszy.

Późniejsza, częściowa zmiana andaluzytu w agregat wtórnego łyszczyku prawdopodobnie wiąże się z późnym hydrotermalnym etapem oddziaływania intruzji granitu.

Można wprawdzie przyjąć, że andaluzyt powstał jako starszy składnik skały, zaś skałen potasowy został doprowadzony później na drodze procesów metasomatycznych, jednak hipoteza taka jest oparta na niezbyt pewnych przesłankach geologicznych, o których była już mowa wyżej, i należy ją uznać za niepotwierdzoną przez badania petrograficzne. Jedynym spostrzeżeniem mogącym wskazywać na istnienie metasomatozy potasowej jest sporadyczne występowanie żyłek adularowych. Zmiany związane z metasomatozą sodową są natomiast dobrze udowodnione. Liczne żyły albitowe, blasteza oczkowych albitów oraz związane z nimi wyraźne zmiany w składzie mineralnym skały, jak otoczki smaragdytowe na hornblendzie, a także przejście piroksenów z grupy diopsyd-hedenbergit w aktynolity z otoczkami smaragdytowymi są dość pewnymi dowodami istnienia metasomatozy sodowej. Najsilniej zmienione przez metasomatozę sodową skały są zawsze położone w strefie zaburzonej przez uskoki, jak np. gnejsy albitowo-amfibolowo-chlorytowe z odkrywki 36 (fig. 7). Z zamieszczonych wyżej opisów wiadomo, że zmiany związane z metasomatozą sodową postępowały w skałach amfibolowych od żyłek albitowych. Front metasomatozy sodowej oddziaływały zatem głównie wzdłuż uskoków i innych linii nieciągłości, aż do drobnych pęknięć. Nie jest pewne, czy metasomatozę sodową można i należy wiązać z wpływami intruzji granitu Karkonoszy. Albityzacja i związane z nią wtórne przemiany minerałów mają szerokie rozprzestrzenienie regionalne i wydaje się, że procesy te dotyczyły nie tylko skał metamorficznych osłony granitu Karkonoszy (Łydka 1961).

Silna rekrytalizacja często bezładnie ułożonych składników skały, znana z partii granicznych granitu Karkonoszy, jest niewątpliwie rezultatem późnych hydrotermalnych eta-

pów jego oddziaływania, wspomaganego przez obfity udział składników lotnych. Proces ten jest, być może, równoczesny ze zmianami metasomatycznymi.

Z powyższego podsumowania wynika, że przemiany metamorficzne serii Rudaw Janowickich — Śnieżki są wieloetapowe i pozostają w dość ścisłym związku przyczynowym z tektoniką regionu.

SERIA LESZCZYŃCA

Stosunkowo niewielki obszar, na którym została zbadana seria tworząca jednostkę Leszczyńca, nie pozwolił na wyciągnięcie daleko idących wniosków odnośnie do genezy warstw tej serii. Stratygrafii wewnętrznej nie podaje żadne dotychczasowe opracowanie tego terenu. Z powyższych względów jedynie opisane są występujące tu typy skalne, poczynając od najmniej zmienionych.

Zmienione skały wulkaniczne lub żyłowe

Zmienione skały wulkaniczne lub żyłowe występują w postaci drobnych soczewek wśród łupków chlorytowo-epidotowych lub chlorytowo-kwarcowych wyróżnionych przez autora niniejszej pracy jako zieleńce serii Leszczyńca. Wydzielam wśród nich metaryolity, metabazalty i amfibolity masywne.

Metaryolity. Odmiana ta znana jest ze zwietrzliny. Bloczki tych skał występują na niewielkim obszarze położonym około 200 m na wschód od punktu 503 m n.p.m. Megaskopowo jest to skała bardzo jasna w odcieniach piaskowym, cielistym, miejscami różowym. Reliktowa struktura porfirowa jest pod mikroskopem łatwo rozpoznawalna. Obraz mikroskopowy zdradza, że widoczna tu megaskopowo tabliczkowa oddzielność spowodowana jest szeregiem równoległych w przybliżeniu powierzchni ślizgowych, podkreślonych przez klatkowaniem ślizgowym. Bardzo drobnoziarniste tło skalne składa się z kwarcu, albitu, serycytowo wykształconego jasnego łyszczyku oraz penninu, przy czym ten ostatni tworzy wyraźne pseudomorfozy po blaszkowym biotycie. Stosunkowo dobrze zachowały się tu prakryształy automorficznego kwarcu oraz tabliczkowych albitów, również wykazujące postać własną. Fenokryształy kwarcu nierzadko wykazują ślady obtopienia naroży. Deformacje tektoniczne zaznaczają się w nich niekiedy w postaci falistego i smużystego wygaszania światła, a częściej prowadzą do rozbicia fenokry-

ształów na mozaikę okruchów. Miejscami dochodzi do zupełnego zatarcia pierwotnych kształtów reliktowych fenokryształów.

Z powyższego opisu wynika, że mamy tu do czynienia z bardzo słabo zmienioną skałą, prawdopodobnie wulkanicznego pochodzenia.

Metabazalty. Są to skały barwy ciemnoszarej z zielonawym odcieniem, niewyraźnie złupkowane, występujące w odkrywce 22. Obraz mikroskopowy zdradza istnienie reliktowej tekstury fluidalnej, przy blastoporfirowej strukturze. Odnosi się wrażenie, że pierwotna płaskorównoległa tekstura fluidalna jest tu podkreślona przez równoległe do niej ślizgi, a zapewne też przez kierunkową rekrystalizację. Tło skalne, dość dobrze zrekrystalizowane, składa się z mikroblastów aktyrolitu, serycytu, epidotu, chlorytu, a podrzędnie albitu; akcesorycznie występuje tytanit. W reliktowych fenokryształach wyróżnić można nieoznaczalny plagioklaz, występujący najczęściej w postaci wydłużonych listewek, często wtórnie tektonicznie sfałdowanych i zuskokowanych. Minerale z grupy chlorytu i epidotu, stowarzyszone z aktyrolitem i leukoksenem w postaci drobnoblastycznych agregatów, tworzą pseudomorfozy po fenokryształach minerałów ciemnych. Pseudomorfozy te najczęściej dobrze zachowują pierwotny kształt minerałów, miejscami jednak ulegają rozbiciu bądź wywalcowaniu wskutek deformacji tektonicznych. Występujące tu poprzeczne do kierunku tekstury żyłki epidotowe są bardzo intensywnie sfałdowane, co niewątpliwie jest rezultatem silnych ruchów dyferencjalnych, stycznych do powierzchni oddzielności skały.

Amfibolity masywne. Obszar występowania amfibolitów masywnych na ogół nie pokrywa się z obszarem występowania skał wydzielonych przez G. Berga (1912a, 1940) pod nazwą *dichte Amfibolite*. Wydaje się mianowicie, że skały te nie tworzą tak dużych mas, jak to jest zaznaczone na obu mapach wykonanych przez G. Berga. Występują one raczej w postaci niewielkich soczewek o niezbyt dużych rozmiarach i prawdopodobnie niezbyt regularnym kształcie. Nie wiadomo, czy forma występowania tych skał jest pierwotna (np. drobne sille), czy też jest rezultatem późniejszych deformacji tektonicznych (budinaż lub zjawiska pokrewne). Niektóre odmiany tych skał są megaskopowo podobne do amfibolitów jednostki Rudaw Janowickich — Snieżki, co jak się wydaje doprowadziło do pomyłek w dawniejszych ujęciach kartograficznych tych skał.

Amfibolity masywne są koloru ciemnoszarego; pewne odmiany znane głównie z odkrywki

14 i 15 wykazują smużystość i równoległą do niej oddzielność łupkową. Ta ostatnia cecha jest spowodowana przez złupkowanie wtórne. Tekstura skały w typowym wykształceniu jest masywna, struktura zaś grano-nematoblastyczna. G. Berg (1912b, 1938) kilkakrotnie wspomina, że znajdował w tych skałach wyraźne relikty struktury ofitowej. Zdanie to podziela doktor W. Smulikowski (informacja ustna) na podstawie obserwacji podobnych skał z okolic Leszczyńca. W żadnej z badanych przeze mnie próbek nie udało się stwierdzić obecności takich struktur. Może się to łączyć z silniejszą blastezą, która zatarła tu struktury reliktowe. Niemniej jednak obraz mikroskopowy skały, głównie wskutek wyraźnej ziarnistości, robi wrażenie zmienionej skały magmowej. Głównymi składnikami masywnych amfibolitów są *albit* i *hornblendy zielona*. Albit tworzy okrągławe blasty i nie wykazuje z reguły żadnych zblizniaczeń. Blasty te otoczone są drobnymi igielkami hornblendy, rzadko rekrystalizującej w pręciki bądź słupki. Hornblendy wykazuje dość silny pleochroizm w barwach: α — białozółta, β — oliwkowa do trawiazielonej, γ — niebieskozielona. Akcesorycznie występują tu tytanit i minerale z grupy epidotu.

Odmianę złupkowaną przecinają liczne, w przybliżeniu równoległe do siebie smugi (pl. I, fot. 1). Zbudowane są one z drobno pokruszonego albitu, tkwiącego w masie złożonej z chlorytów, węglanów, epidotu, miejscami serycytu, tytanitu i tlenków żelaza. Jest to najprawdopodobniej system równoległych ślizgów, przy czym oprócz produktów przemian składników pierwotnych są tu prawdopodobnie reprezentowane również minerale doprowadzone (kalcyt). Mielibyśmy więc w tym przypadku do czynienia nie tylko z wtórnym złupkowaniem typu ślizgowego, ale także z wtórną laminacją; wzdłuż ślizgów bowiem zmienia się w sposób wyraźny skład mineralny skały. Podobne zjawiska obserwował F. J. Turner (1941), opisując je pod terminami *pseudostratification* i *segregation banding*. Procesy powyższe rozpatrywać można jako swego rodzaju dyferencjację metamorficzną, spowodowaną zarówno przez przebudowę struktury skały wskutek oddziaływania stressu, jak i dyferencjalną mobilizację szczególnie ruchliwych jej składników.

Prócz przesłanek petrograficznych wskazujących, że mamy do czynienia raczej z wtórną cechą skały, podkreślić należy, że złupkowanie to nie wykazuje uchwytnej zależności od ogólnego kierunku lineacji. Natomiast bieg złupkowania jest w przybliżeniu równoległy do przebiegających w bliskim sąsiedztwie dużych dyslokacji. Sytuacja ta wykazuje duże analogie zjawisk opisanych z odkrywki 26.

Zieleńce

Opisane wyżej zmienione skały wulkaniczne i żyłowe tworzą drobne soczewkowate ciała tkwiące wśród mas skalnych wydzielonych na mapach G. Berga (1912a, 1938) jako *flaserige Quartz-Chloritschiefer*, a przeze mnie jako zieleńce. Zmieniając nazwę tych skał, chciałem podkreślić ich podobieństwo petrograficzne do skał zieleńcowych elementu Przybkowic oraz do podobnych skał jednostki Dobromierza.

Zieleńce serii Leszczyńca to zespół skał o dość różnym zapewne pochodzeniu. W wielu przypadkach są to prawdopodobnie skały pochodzenia magmowego, w których przeróbka tektoniczna zatarta pierwotną strukturę i teksturę, zaś procesy metamorficzne zmieniły skład mineralny. Skałom tym towarzyszą, w trudnych do oceny proporcjach, skały pochodzenia zapewne piroklastycznego i osadowego. Głównymi składnikami zieleńców są kwarc oraz minerały z grupy chlorytu i epidotu, mniejszą rolę odgrywa albit i węglany.

Opisanej wyżej odmianie genetycznej omawianej formacji odpowiadają skały dość masywne, nie wykazujące łupliwości, lub mające łupliwość słabą. Pod mikroskopem zdradzają one teksturę kataklastyczną lub mylonityczną. Obserwujemy tu najczęściej drobnogranoblastyczną mozaikę kwarcu i albitu, obficie przetkaną minerałami chlorytowymi, tlenkami żelaza, a miejscami tytanitem. W niektórych przypadkach w mało zdeformowanych fragmentach skał spotkać można relikty pierwotnej struktury zapewne porfirowej, z lepiej lub gorzej zachowanymi pseudomorfozami po minerałach ciemnych. W pseudomorfozach tych występują minerały z grupy chlorytu lub epidot zwyczajny. Procesy mylonityzacji, kataklazy i brekcjowania są tu zapewne wieloetapowe. Odtworzenie wcześniejszych etapów nie wydaje się możliwe. Ostatnim etapem jest rozbitcie skały na grubookruchową brekcję, sklejoną kwarcem palisadowym*, nie wykazującym późniejszych deformacji.

Pod mikroskopem można wyróżnić odmianę skalną zieleńców, która nie wykazuje żadnych reliktyw struktur magmowych, natomiast jest z reguły mniej lub bardziej wyraźnie laminowana. Obserwuje się tu alternację kilkumilimetryową lamin kwarcowych, zawierających w zmiennych ilościach albit, z cienkimi laminami chlorytowymi. Chlorytowi towarzyszą

* Pod tym terminem rozumiem zespół równolegle ułożonych słupków kwarcu zorientowanych prostopadle do płaszczyzny pęknięcia, które wypełniają. Słupki te wykazują często dobrze wykształcone zakończenia piramidalne, co potęguje podobieństwo ich mikroskopowego obrazu do palisady.

tlenki żelaza, epidot, a miejscami węglany. Blaszki chlorytu nie wykazują wyraźnej orientacji. Pierwotna zapewne laminacja tej skały jest często zatarta przez procesy kataklazy, a miejscami brekcjowania.

Obie odmiany, dające się rozróżnić pod mikroskopem (w przypadku silnej kataklazy bądź mylonityzacji — nie bez trudności), są często niemożliwe do rozróżnienia w terenie. Z tego względu, jak również z powodu bardzo słabego odkrycia terenu, zostały one na mapie potraktowane jako jedno wydzielenie.

Amfibolity i kataklastyczne gnejsy kwarcowo-albitowe

Skały te nazywa G. Berg (1912a, b, c, 1938) *Gneis mit Schiefen der Amphibolitgruppe in Wechsellagerung (Injection)*. Występują one na niewielkim skrawku w południowo-wschodniej części skartowanego terenu. Zupełny brak odkrywek spowodował, że do badań petrograficznych zostały pobrane próbki z dwóch starych łomów, znajdujących się w odległości około 700 m na północ od Czarnowa. Wyrobiska te znajdują się poza skartowanym obszarem.

Skały te są barwy ciemnoszarej, afanitowe lub wybitnie drobnodziarniste, łupiące się dość niewyraźnie na grube płytki. Tkwią w nich ciała skalne o dość wyraźnie zaznaczającej się odrębności. Są to soczewkowate, miejscami bochenkowate bryły, mające od kilku decymetrów do kilku metrów długości, przy grubości od 15 cm do około 1 m. Tworzy je skała barwy szaroróżowej do jasnoszarej, wyraźnie grubodziarnista o wyglądzie granitu. Tekstura skały jest na ogół bezkierunkowa lub gnejsowa, zaś jej kataklastyczna struktura jest niejednokrotnie widoczna nawet gołym okiem. Oba rodzaje skał różnią się wyraźnie mikroskopowo.

Skały drobnokrystaliczne ciemne, nazywane dalej o d m i a n ą a f a n i t o w ą, są łupkami aktynolitowymi, zawierającymi jako składniki główne epidot, albit, kwarc i zmienne ilości chlorytu, a miejscami jasny łyszczyk w postaci serycytu, oraz tytanit, węglany i tlenki żelaza jako minerały akcesoryczne. Spotyka się tu odmiany skalne wykazujące reliktową, fluidalną teksturę przy strukturze blastoporirowej. Niewątpliwie są to zmienione skały żyłowe albo wylewne.

Natomiast odmiana skalna o wyglądzie skały granitowej, nazywana dalej o d m i a n ą z i a r n i s t ą, charakteryzuje się najczęściej bezkierunkową, miejscami niezbyt wyraźnie gnejsową teksturą przy kataklastycznej a nawet mylonitycznej strukturze. Głównymi składnikami są tu zawsze albit i kwarc. Albit

(0—5,0%, sporadycznie do 12% An) tworzy spore tabliczkowe blasty, z reguły wykazujące wyraźne albitowe prążki bliźniacze, bardzo często zdeformowane i zuskokowane. Kwarc z reguły wykazuje faliste i smużyste zanikanie światła; nierzadko występują kwarcce, w których dwa wzajemnie nakładające się kierunki falistego zanikania światła tworzą plamistość, przypominającą mikroklinową kratkę bliźniaczą. W żadnej płytce cienkiej nie spotkano skalenia potasowego. Nie obserwowano również albitu szachownicowego, który według L. Seredy-Porębskiej (1960) i doktora W. Smulikowskiego (informacja ustna) jest jednym z głównych składników gnejsów albitowych okolic Leszczyńca. Ciemnymi składnikami tych skał jest pennin i towarzyszący mu w zmiennych ilościach epidot. Pennin jest z reguły silnie wyslizgany. Skałę tną liczne nieregularne pęknięcia wypełnione węglanami, tlenkami i wodorotlenkami żelaza, a miejscami kwarcem.

Oba rodzaje skał zawsze mają bardzo ostre granice. Również obserwacje mikroskopowe nie wykazały istnienia jakichkolwiek przejść pomiędzy nimi. Łupki amfibolitowe w partiach sąsiadujących z kataklazytem są z reguły schlorytizowane. Opisy G. Berga (1912b, c, 1938) niezupełnie pokrywają się z moimi obserwacjami z opisanych wyżej odkrywek.

Poglądy na pochodzenie tych skał są dość różnorodne. G. Berg (1912b i c, 1938) uważa, że są to ortognejsy powstałe w wyniku dynamotamorfizmu granitów. Natomiast J. Oberc (1960b) uważa je za „produkty granityzacji amfibolitów”. Na duże podobieństwo tych skał do kataklazytów cieszkowskich zwrócił mi uwagę w czasie wspólnej wycieczki profesor dr K. Smulikowski w 1959 r. (Smulikowski 1956). Analogie te w pełni potwierdziły badania mikroskopowe. W czasie dyskusji doktor W. Smulikowski wskazywał na duże podobieństwo gnejsów zwanych odmianą ziarnistą do skał trondhiemitowych okolic Trondheim.

Dysponuję w chwili obecnej zbyt skromnym materiałem własnym, aby wypowiedzieć się za którąś z powyższych hipotez bądź sugerować jakieś nowe. Rozwiązanie tego problemu wymaga na pewno wszechstronnego zbadania tych skał na całym obszarze występowania.

M a r m u r y

Marmury występują na badanym terenie w dwóch miejscach: w małym starym łomie, położonym w odległości około 900 m na S od południowo-zachodniego krańca wsi Przybko-

wice (odkrywka 21), oraz w starych zwałach (punkt 434 x).

Marmury z obu punktów są dość podobne, z tym, że w odkrywce 21 są silnie zsylikowane. Jest to skała barwy białej, miejscami jasnoszarej, wykazująca niezbyt wyraźną smużystość, zapewne pierwotnego pochodzenia. W wielu punktach megaskopowo widoczne jest zdruzgotanie skały i późniejsze zabliznienie pęknięć kalcytem, rzadziej kwarcem. Brekcjo-wa tekstura wyraźniej widoczna jest pod mikroskopem, zwłaszcza pod mniejszymi powiększeniami. Skały prawdopodobnie podlegały wielokrotnemu druzgotaniu. Widać to bardzo wyraźnie w silnie zdeformowanych żyłach kalcytowych i kwarcowych. Odmiany silniej kalcytowe tworzy prawie bez reszty mozaika granoblastów kalcytu, a kwarc żyłowy i występujące gniazdowo minerały kruszcowe odgrywają rolę akcesoryczną. Panująca w odkrywce 21 odmiana zsylikowana jest nie tylko gęsto pocięta żyłkami kwarcu, ale kwarc wypiera tu kalcyt, sylikując skałę „*en masse*”. Występujące tu tlenki i wodorotlenki żelaza impregnują smugi węglanowe, które oparły się sylikacji.

Marmury te były eksploatowane dla potrzeb lokalnych w XIX w. (stary łom, odkrywka 21). Po wydobywaniu bogatych w kalcyt marmurów partii centralnych, silnie zsylikowane marmury z partii brzeżnych odkrywki używane były jako tłuczeń drogowy. Informacja ta zaczerpnięta od G. Berga (1912b) tłumaczy prawie zupełny brak odmiany kalcytowej w odkrywce 21.

Z e s t a w i e n i e o b s e r w a c j i

Skały serii Leszczyńca zbadane są na razie zbyt fragmentarycznie, by upoważniało to do nowych uogólnień. Jednak nawet dość skromne dane zebrane ze stosunkowo niewielkiego obszaru i poparte przeglądowymi raczej badaniami w okolicach Rędzin i Raszowa, danymi z dawniejszej literatury (głównie G. Berg (1912b, c, 1938) oraz informacjami ustnymi W. Smulikowskiego pozwalają ustalić pewne cechy charakterystyczne skał serii Leszczyńca.

1. Zespół skalny serii Leszczyńca wykazuje paragenezy mineralne charakterystyczne dla facji amfibolowo-epidotowo-albitowej, a miejscami dla facji zieleńcowej;

2. W skałach serii Leszczyńca bardzo często spotyka się reliktywne struktury i tekstury wskazujące na wulkaniczne pochodzenie odmian skalnych, natomiast w jednostce Rudaw Janowickich — Snieżki brak takich skał na całym badanym obszarze;

3. W skałach Leszczyńca nie stwierdzono dotychczas żadnych reliktyw mineralnych, strukturalnych lub teksturalnych, które można by porównać ze skałami serii Rudaw Janowickich — Śnieżki.

4. Zdiaforyzowane amfibolity serii Rudaw Janowickich — Śnieżki znane ze strefy granicznej z serii Leszczyńca, towarzyszą zarówno strefie uskoku śródsudeckiego, jak i innym dyslokacjom; skały te różnią się na ogół megaskopowo od tzw. amfibolitów masywnych jednostki Leszczyńca, a dokładniejsze badania mikroskopowe wykazały zasadnicze różnice w strukturze, teksturze oraz składzie mineralnym tych skał.

W konkluzji należy stwierdzić, że jednostka Leszczyńca różni się od leżącej niżej jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki nie tylko stylem tektonicznym, jak to już wykazał J. Oberc (1960 b), lecz także w pewnej mierze inwentarzem skalnym i charakterem procesów metamorficznych. Zespół mineralny skał serii Leszczyńca wskazuje na warunki facji albitowo-epidotowo-amfibolowej. Zjawiska brekcjowania, kataklazy i mylonityzacji powodują lokalną diaforezę, co stwierdził już K. Smulikowski (1952). Skały powstałe w wyniku diaforezy reprezentują fację zieleńcową. Cały ten zespół zjawisk wskazuje na brak równowagi, tak bardzo charakterystyczny dla stref płytkiego metamorfizmu. Pomimo wyraźnych różnic nie można wykluczyć, że wyższe amfibolity jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki i zmetamorfizowane skały wulkaniczne serii Leszczyńca stanowią stratygraficzną całość, co wydaje się sugerować J. Oberc (1960b). Charakter petrograficzny skał jednostki Leszczyńca i ich skład chemiczny (Pendias, Maciejewski 1959) wskazują, że mamy tu do czynienia z zespołem eruptywnym mającym charakter asocjacji spilitowo-keratofinowej, związanej z kaledońskim wulkanizmem inicjalnym (Schwarzbach 1943).

SERIA PRZYBKOWIC

Zespół skał zieleńcowych i fyllitów występujących pomiędzy Ciechanowcami, Przybkowicami a Wieściszowicami, zaliczany przez J. Oberca (1960b, 1961) do strefy Przybkowic, został przeze mnie ujęty jako odrębny element tektoniczny.

Na obszarze elementu Przybkowic wydzieliłem za G. Bergiem (1912b, 1938) serię zieleńców i fyllitów. Ustalone na podstawie przesłanek tektonicznych następstwo warstw wskazuje, że zieleńce są tu prawdopodobnie elementem starszym, spągowym. Trudno przy

tym ocenić, czy niewielkie soczewki zieleńców tkwiących w głównej masie fyllitów są wkładkami materiału tufogenicznego, reliktywami intruzji zasadowych skał żyłowych, czy też są one masami tektonicznie zaklinowanymi wśród fyllitów. Ten ostatni pogląd wydaje się być dość prawdopodobny.

Zieleńce

Są to skały pochodzące z przeobrażenia skał żyłowych i wylewnych lub tufów. Poszczególne typy skalne, dające się zidentyfikować w toku badań mikroskopowych, a miejscami nawet gołym okiem w warunkach polowych, nie zostały wydzielone na mapie ze względu na bardzo złe odkrycie terenu. Niemniej jednak można w opisie wyróżnić kilka wyraźnie od siebie różniących się odmian skalnych.

Metatrachity. Są to skały o dość niewyraźnej oddzielności typu złupkowania ślizgowego, znane z odkrywek 156 i 157. Miejscami nawet gołym okiem obserwować można znamiona brekcjowania i kataklazy tych skał. Najmniej zmieniona skała z odkrywki 157 wykazuje pod mikroskopem dobrze zachowaną strukturę, blastoporfirową. Spore fenokryształy albitu mają pokrój tabliczkowy. Najczęściej są one stosunkowo dość czyste, spotyka się jednak miejscami osobniki sitowo przetkane epidotem. Rzadsze są pseudomorfozy po minerałach ciemnych, wypełnione minerałami z grupy epidotu lub chlorytu. Miejscami spotyka się nieregularne gniazdowe skupienia chlorytu lub mineralów epidotowych, stanowiące prawdopodobnie tektonicznie zdeformowane pseudomorfozy. Drugą generacją plagioklazu są albity żyłowe. Poza tym występuje zleukoksenizowany tytanit, tlenki żelaza i kwarc.

Epiamfibolity. Są znane z odkrywek 262, 263, 264, a w towarzystwie innych odmian skalnych występują w odkrywkach 52 i 62. Są to skały masywne koloru szarozielonego, o niezbyt wyraźnej oddzielności. Wyraźna ziarnistość ich struktury jest widoczna megaskopowo. Pod mikroskopem skała ujawnia strukturę granonematoblastyczną, a miejscami jest widoczna niezbyt wyraźna palimpsestowa struktura blastoofitowa (punkt 52). Kierunkowość tekstury podyktowana jest słabiej lub silniej zaznaczonym złupkowaniem ślizgowym, a miejscami spekaniovym.

Głównym ciemnym minerałem skały jest amfibol o cechach optycznych aktynolitu. Tworzy on na ogół osobniki o pokroju krótkich słupków, miejscami jednak wykazuje pokrój pręcikowy lub włóknisty. W niektórych próbkach, szczególnie z odkrywek 263 i 264,

można zauważyć przechodzenie tego minerału w pennin. Głównym minerałem jasnym jest albit sitowy. Tworzy on spore osobniki o tabliczkowym pokroju. Koncentracja drobnych wrostków epidotu w środkowych partiach osobników wskazuje na istniejącą tu pierwotnie budowę pasową. Albit tworzy też wypełnienia licznych żyłek o nieregularnym przebiegu. Epidoty, z reguły stowarzyszone z albitami, bardzo rzadko tworzą samodzielne blasty. Obficie natomiast występuje tu tytanit w postaci leukoksenowej. Kwarc i tlenki żelaza są składnikami akcesorycznymi.

Laminowane łupki zieleńcowe. Łupki chlorytowe znane są głównie ze zwietrzeli i wkopu 118/S. Jest to skała o dość wyraźnej i subtelnej laminacji, przy czym alternują tu laminy zbudowane z chlorytu o cechach optycznych penninu oraz laminy złożone z kwarcu, albitu i węglanów w stosunkach dość zmiennych (pl. VII, fot. 2). W odkrywce 62, poza innymi odmianami skalnymi występują łupki epidotowe. Jest to skała o bardzo słabo zaznaczającej się laminacji, prawie monomineralna. Oprócz granoblastów epidotu występuje tu koncentrujący się w cienkich laminach chloryt. Z minerałów jasnych spotyka się tu kwarc, albit i kalcyt. Kwarc i częściowo albit są zapewne pierwotnymi składnikami skały. Natomiast kalcyt i częściowo albit tworzą wypełnienia drobnych żyłek. Występujący tu akcesorycznie piryt tworzy spore porfiroblasty. Są one z reguły otoczone kwarcem palisadowym, uwidaczniającym tzw. „cienie naciskowe” („pressure shadows” — Fairbairn 1949 za Pabstem 1931).

Nie udało się ustalić, czy skały z odkrywki 202 należą do zieleńców elementu Przybkowic, czy też raczej reprezentują podobne skały jednostki Leszczyńca. Wykazują one nadzwyczaj silną kataklazę i zbrekcjowanie, zacierające prawie zupełnie pierwotne struktury i tekstury, biorąc jednak pod uwagę, że leżą one na przedłużeniu elementu Przybkowic, zaliczono je do tej jednostki.

Fyllity

Skały te stanowią prawdopodobnie w elemencie Przybkowic młodsze ogniwo stratygraficzne. Bardziej szczegółowe uzasadnienie tego poglądu będzie podane niżej. Znane są one z dwu tylko odkrywek — 52, 53. Materiał ten, zbyt szczupły dla jakichkolwiek uogólnień, uzupełniono danymi z wkopów oraz próbkami pobranymi ze zwietrzeli. Skały te już megaskopowo dosyć wyraźnie różnicują się. Znany z odkrywki 52 dachówkowo lu-

piący się fyllit ma duże rozprzestrzenienie w zwietrzelinie. Jest to skała koloru szarego do stalowego z silnym połyskiem srebrzystym. Laminacja tej odmiany wykazuje często subtelne sfałdowanie, zaznaczające się jako zmarszczkowanie powierzchni oddzielności. Nierzadko spotyka się tu drugie złupkowanie typu spēkaniowego lub ślizgowego. Mikroskopowo wyraźnie widoczna jest alternacja lamin złożonych głównie z serycytowego jasnego łyszczyku z podrzędnym biotytem, a miejscami z chlorytem, z laminami o przewodzie kwarcu, któremu towarzyszą w niewielkich ilościach nieoznaczalne plagioklasy i cyrkon. Struktura tych skał jest blastoaleurytowa i wyraźnie wskazuje na ich osadowe pochodzenie.

Prócz opisanej wyżej odmiany drobnoziarnistej łupki się dachówkowo, spotykana jest tu dość często odmiana o nieco grubszym ziarnie, przypominająca często raczej paragnejs niż fyllit. Wyraźna na ogół laminacja tych skał wykazuje często dość silne sfałdowanie, a nierzadko obserwuje się tu drugie złupkowanie (por. pl. III, fot. 1). Skały te pod mikroskopem zdradzają bardzo wyraźną reliktową strukturę blastopsamitową. Skład mineralny jest tu bardziej urozmaicony, pojawiają się mianowicie spore ilości plagioklazów a także detrytyczny skaień potasowy. Jednocześnie maleje udział łyszczyków.

Zestawienie obserwacji i porównanie z seriami kaledońskimi Gór Kaczawskich

Seria Przybkowic wykazuje szereg analogii do serii ordowickiej kaledonidów Gór Kaczawskich. Podobieństwa te musiały uderzyć G. Berga, który już w 1912 r. wspomina o poszukiwaniach (bezsuktecznych) graptolitów w fyllitach okolic Przybkowic. Nieobecność tych skamieniałości niczego nie dowodzi, że względu bowiem na raczej grube ziarno tych fyllitów prawdopodobieństwo zachowania się graptolitów jest bardzo niewielkie.

Przyjęta wyżej stratygrafia (zieleńce w spągu, a fyllity w stropie) została oparta na analizie obrazu intersekcyjnego, która szerzej omówiona będzie w tektonicznej części pracy. Znaczne podobieństwa litologiczne zachęcają do poszukania analogicznej serii na terenie kaledonidów kaczawskich. Zieleńcowa seria jednostki Dobromierza poznana dość szczegółowo na terenie Gór Ołowianych, wykazuje w stosunku do skał okolic Przybkowic pewne różnice. W zieleńcach Gór Ołowianych poza podrzędnymi wkładkami skały zieleńcowe raczej rzadko wykazują obecność amfiboli, a pierwotne struktury wulkaniczne są tam dość

silnie zatarte przez procesy mylonityzacji i kaktazy. Skały okolic Przybkowic, a zwłaszcza fyllity, wykazują dużo analogii do dolnej części serii łupkowej ordowiku kaledonidów kaczawskich (por. Schwarzbach 1939, Murawski 1943, H. Teisseyre 1952, 1956, 1963). Zatem odpowiednika tektonicznego należałoby szukać wśród tych kaledońskich jednostek, w których seria ordowicka jest dobrze rozwinięta a więc bądź w jednostce Bolkowa, bądź w jednostce Cieszowa. Szereg przesłanek, głównie tektonicznych przemawia za przynależnością elementu Przybkowic raczej do jednostki Bolkowa. Stosunek elementu Przybkowic do jednostki Leszczyńca wymaga obszerniejszego omówienia.

Zarówno obraz intersekcyjny na mojej mapie, jak i dawniejsze materiały kartograficzne G. Berga (1912a, 1940) wskazują na istnienie wyraźnej dyskrepancji (w znaczeniu przyjętym przez J. Nowaka, 1927) wzdłuż granicy elementu Przybkowic i jednostki Leszczyńca. Skały elementu Przybkowic graniczą z różnymi członami jednostki Leszczyńca, reprezentującymi zapewne różne horyzonty stratygraficzne. G. Berg (1912a, b, 1938, 1940) przyjmował, że granicą tych dwu jednostek jest główny uskók śródsudecki. Granica ta ma raczej charakter powierzchni płaskiego nasunięcia, wtórnie stromo ustawionej w czasie fleksuralnej przebudowy okrywy granitu Karkonoszy. Należy podkreślić, że pomiędzy elementem Przybkowic a jednostką Dobromierza nie ma wyraźnych różnic, jeżeli chodzi o typ metamorfozy. Duże jednak różnice w inwentarzu litologicznym przemawiają za rozdzieleniem tych jednostek. Problemy podobieństw tektonicznych będą obszerniej przedyskutowane niżej.

ZIELEŃCE GÓR OŁOWIANYCH

Pasma Gór Ołowianych jest zbudowane wyłącznie ze skał należących do jednostki Dobromierza. Jednostka ta, wchodząca w skład południowego pnia Gór Kaczawskich, jest niewątpliwie elementem kaledońskim. Jest to więc na zbadanym terenie drugi z kolei element tektoniczny kaledońskiego wieku. Litoologia obszaru Gór Ołowianych, jak i całej jednostki Dobromierza (por. H. Teisseyre 1963), jest bardzo monotonna. Jest to gruba seria skał zieleńcowych, a więc produktów płytkiego metamorfizmu ciemnych skał żyłowych, wulkanicznych oraz ich tufów i tufitów, z podrzędnymi wkładkami fyllitów i marmurów.

Monotonia serii zieleńcowej jako całości kontrastuje z dość żywą zmiennością tych

skał często w obrębie jednej odkrywki, a więc na dystansie od decymetrów do metrów. Nierzadko spotykamy się z kilkakrotną alternacją wkładek zieleńców masywnych, pochodzących zapewne ze zmienionych skał wulkanicznych lub żyłowych, z wyraźnie laminowanymi łupkami zieleńcowymi o tufowej lub tufitowej genezie. Zmienność ta może mieć zarówno charakter pierwotny (drobne potoki lawowe, drobne sille), jak i wtórny, wynikający być może z tektonicznego przetasowania oraz rozbicia pierwotnych ciał skalnych na szereg form soczewkowych (por. fig. 5 wraz z objaśnieniami). Na powszechność tych zjawisk może wskazywać fakt, że złupkowanie ślizgowe w tych skałach jest w przybliżeniu zgodne z laminacją łupków zieleńcowych otoczenia.

Sytuacja taka stwarza dla kartującego geologa bardzo poważne trudności w konsekwentnym wydzieleniu typów skalnych. G. Berg (1912b, 1938) uważał, że niemożliwe jest kartograficzne rozdzielenie łupków zieleńcowych od zieleńców masywnych. Mimo to spróbowałem wydzielić strefy, w których udział zmienionych skał wulkanicznych jest szczególnie duży. Jest to niewątpliwie podział niezbyt ścisły, niemniej jednak wydaje się niemożliwe wydzielenie wszystkich wystąpień zmienionych skał wulkanicznych, przynajmniej w skali załączonej mapy, tym bardziej że identyfikacja skał, w warunkach polowych z reguły bardzo trudna, musi być zweryfikowana badaniami mikroskopowymi. Bardzo monotony skład całej serii praktycznie przekreśla próby stworzenia jakiegokolwiek podziału stratygraficznego, brak bowiem poziomów mogących pełnić rolę horyzontów przewodnich. Dlatego też przystępując do szczegółowego opisu typów i odmian skalnych, rozpocznę od form najslabiej zmienionych.

Zmienione skały wulkaniczne

Na załączonej mapie litostratygraficznej wydzielone są łupki zieleńcowe z soczewkami zmienionych skał wulkanicznych. Struktury, tekstury i skład mineralny tych skał zmienione są w różnym stopniu, co utrudnia bardziej szczegółowe wydzielenia kartograficzne. Pomimo to stan zachowania się relików strukturalnych lub mineralnych pozwala w pewnych przypadkach dość dobrze określić pierwotny charakter tych skał.

Metaandezyty i metadacyty. Masywne skały, barwy szarozielonej, znane z odkrywki 277. Niezbyt wyraźna oddzielność ma charakter złupkowania spękaniowego lub ślizgowego. Jest ona najczęściej dość silnie zatarta wtórną brekcyjową teksturą skały. Pod mikro-

skopem skały te wykazują na ogół reliktową strukturę porfirową, lecz miejscami widoczna jest również trachitowa struktura tła skalnego. Reliktowe fenokryształy oligoklazów zawierają około 20% An. Nie zauważa się tu objawów wtórnych przemian w plagioklazach. Tło skalne składa się głównie z mikrolitów oligoklazów, miejscami listewkowato wydłużonych. Zawiera też niedające się dokładniej ocenić ilości kwarcu. Mielibyśmy więc tu do czynienia z przejściem od andezytów kwarconośnych do dacytów. W tle skalnym spotyka się na ogół rozproszony serycyt, chloryt, a miejscami biotyty i tlenki żelaza. Wzdłuż tnących te skały równoległych powierzchni ślizgowych następuje zmielenie tła skalnego, pokruszenie fenokryształów oraz wzbogacenie w minerały wtórne (chloryt, serycyt, epidoty, tlenki żelaza). Opisana wyżej odmiana skalna ma stosunkowo niewielkie rozprzestrzenienie, prawdopodobnie głównie na południowych stokach Gór Ołowianych.

Metabazalty. Liczne soczewki tych skał są główną odmianą skalną znaną ze skałek grzbietowej partii Gór Ołowianych. Są to skały o dość wyraźnie zaznaczonym wtórnym złupkowaniu ślizgowym, zgodnym zazwyczaj w granicach błędu pomiarowego z laminacją sąsiadujących łupków zielencowych. Utrudnia to poważnie odróżnienie tych skał od innych odmian zielenców. Głównym kryterium jest tu znalezienie w toku badań mikroskopowych reliktyw strukturalnych i mineralnych.

Reliktowe struktury ofitowe są w tych skałach dość rzadkie; najlepiej zachowały się one w odkrywkach 128 i 171. W obu przypadkach skała wyjściowa musiała być szczególnie gruboziarnista. Na ogół pod mikroskopem obserwuje się w tych skałach struktury mylonityczne bądź kataklastyczne. Obserwacje z odkrywki 128 są dobrze ilustracją zachodzących w tych skałach procesów. Oddzielność tych skał, jak wykazuje obraz mikroskopowy, uwarunkowana jest systemem gęstych, w przybliżeniu równoległych ślizgów (pl. I, fot. 2). Widoczne na powierzchniach łupliwości guzkowate bądź wałeczkowate nabrzmienia okazują się sporymi kryształami augitu (pl. I, fot. 2; pl. III, fot. 1). Procesy kataklazy pokruszyły te kryształy, zwłaszcza na peryferiach; następnie w czasie trwania ruchu okruchy te zostały rozwleczone, a przestrzenie pomiędzy nimi wypełniły minerały wtórne, głównie chloryt. Powstała w ten sposób lineacja jest zgodna z lineacją b otoczenia tej odkrywki. W kilku przypadkach w centrum „oczek” tkwił fragment skały z rozpoznawalną strukturą ofitową. Strefy ślizgowe tworzy chloryt o cechach optycznych penninu, drobne okruchy nieoznaczalnych pla-

gioklazów, drobne granoblasty minerałów epidotowych i tlenków żelaza oraz zleukoksenizowanego tytanitu.

Silniej zaawansowana mylonityzacja prowadzi do zupełnego zatarcia reliktyw strukturalnych (odkrywki 193, 198 i 340). W skałach tych obserwuje się miejscami reliktowe augity tkwiące w masie mylonitycznej. Metadiabazom często towarzyszą skały o charakterze mylonitów bądź ultramylonitów. Przypuszczać należy, iż są to również skały diabazowe lub inne masywne skały wulkaniczne, których wewnętrzna budowa została gruntownie zniszczona przez ruchy tektoniczne. Wśród laminowanych łupków zielencowych, z natury bardzo labilnych, nie obserwowano nigdy tak silnego zaawansowania procesów mylonityzacji.

Metabazalty. Odmiana ta znana jest jedynie z odkrywki 396. Jest to ciemna masywna skała, prawie nie wykazująca wtórnej łupliwości. Obraz mikroskopowy ukazuje skałę bardzo słabo zmienioną o reliktowej teksturze migdałowcowej i strukturze porfirowej (pl. VII, fot. 1). W źle skryształizowanym i wskutek tego nierozpoznawalnym tle skalnym dają się wyróżnić drobne blaszki chlorytu, serycytu, tlenki żelaza oraz leukoksen. Silnie pokruszone fenokryształy augitu uległy częściowej chlorytyzacji. Trudno określić, czy rozbicie fenokryształów augitu spowodowane jest protoklazą, czy kataklazą. Znajdujące się w skale amygdaloidy wypełnione są sferolitycznymi agregatami chlorytów i kwarcem. W sumie jest to skała nie wykazująca bardzo wyraźnych znamion przemian metamorficznych.

Łupki zielencowe

Zaliczone tutaj skały stanowią panujący typ skalny na terenie Gór Ołowianych. Skały te z reguły wykazują subtelną laminację. Grubość lamin waha się najczęściej w granicach od 0,3 do 3,0 mm, rzadko dochodzi do 1,0 — 2,0 cm, a zupełnie wyjątkowo przekracza tę granicę. Laminacja ta wykazuje niejednokrotnie bardzo silne sfałdowanie (pl. IV). W przypadku bardzo silnego zmięcia obserwuje się niejednokrotnie zjawiska mikrobudinażu lamin zbudowanych z minerałów bardziej sztywnych. Regularna alternacja lamin ciemniejszych, barwy szarozielonej, stalowej, miejscami prawie czarnej, z laminami jasnymi, białymi, szaropopielatymi, lub kremowymi widoczna jest gołym okiem. Barwa skał zmienia się w szerokich granicach, zależąc głównie od koloru lamin ciemnych, składających się przede wszystkim z minerałów grupy chlorytu i epidotu. Najczęściej spotyka się minerały obu

tych grup w stosunkach zmiennych. Zdarzają się jednak odmiany skalne, w których laminy ciemne są zupełnie monomineralne — albo chlorytowe, albo epidotowe. Na południowych stokach Gór Ołowianych występują zieleńce, w których głównym minerałem ciemnym jest aktynowolit. Prócz wyżej wymienionych minerałów spotyka się tu niekiedy pojedyncze osobniki albitu i kwarcu.

Często obserwuje się albit tabliczkowy z tendencją do automorfizmu. Wraz z porfiroklastami albitu wchodzi on w skład niewielkich soczewkowatych, prawie monomineralnych lamin. Taki sposób występowania tego minerału wydaje się wskazywać na jego piroklastyczne pochodzenie. W przypadku gdy udział tego minerału jest znaczny, dają się zaobserwować struktury kataklastyczne, a miejscami mylonityczne, nie rozwijające się nigdy w laminach złożonych wyłącznie z minerałów ciemnych. Akcesorycznie w ciemnych laminach występują tlenki żelaza, leukoksenowy tytanit, lub węglany.

Laminy jasne składają się głównie z kwarcu i albitu, występujących w stosunkach zmiennych. Albit ma często, lecz nie zawsze, pokrój tabliczkowy z tendencją do automorfizmu. Miejscami towarzyszą mu spore ilości kalcytu, lecz znane są również laminy czysto kalcytowe. Wydaje się, że przynajmniej część lamin kwarcowo-albitowych mogła powstać przez zastąpienie kalcytu tymi minerałami, trudno jednak o jakieś bezpośrednie dowody istnienia procesów tego typu. W przypadku intensywnej sfałdowania laminy jasne nie rzadko wykazują słabiej lub silniej zaawansowaną kataklazę.

Fyllity

Tworzą one wśród łupków zieleńcowych drobne wkładki o miąższości nie przekraczającej kilku decymetrów, na ogół szybko wyklinowujące się, nie dające się ująć kartograficznie. Jest to skała składająca się z naprzemianległych lamin, złożonych z serycytowo wykształconego jasnego łyszczyku z podrzędnym chlorytem oraz lamin kwarcowo-albitowych z podrzędnym epidotem. Laminy kwarcowo-albitowe są na ogół wyraźnie przekrystalizowane, tak że nie obserwuje się tu reliktowych struktur osadowych, tak powszechnych w fyllitach elementu Przybkowic.

Wapień krystaliczny

Występują one w postaci niewielkiej wkładki wśród łupków zieleńcowych na południowych stokach Gór Ołowianych i były eksploatowane

w XIX w. jako surowiec do wyrobu wapna (*fide* G. Berg 1912b). W chwili obecnej przebieg tej wkładki znaczy szereg prawie zupełnie zawałonych wyrobisk. Czysto węglanowe odmiany spotyka się dość rzadko w ścianach starych łomów i na hałdach. Mikroskopowo skała ta przedstawia mozaikę granoblastów kalcytu, w której tkwią sporadycznie poszczególne blaszki epidotu lub kwarcu. Dużo częstsza jest odmiana z licznymi laminami epidotowymi lub epidotowo-chlorytowymi; są to prawdopodobnie partie przejściowe tych skał do łupków zieleńcowych.

Zestawienie obserwacji

Inwentarz skalny jednostki Dobromierza poznany na obszarze Gór Ołowianych (podobny zresztą do litologii innych obszarów zajmowanych przez tę jednostkę) ma charakter słabo zmienionej serii związanej z wulkanizmem inicjalnym. Zmienione skały żyłowe i wulkaniczne są bezpośrednim tego dowodem, zaś duże masy wyraźnie laminowanych łupków zieleńcowych reprezentują zapewne zmienione tufy bądź tufity. Jedynymi skałami niewątpliwie czysto osadowego pochodzenia są drobne wkładki fyllitów i marmurów. Szereg czynników stoi na przeszkodzie konsekwentnemu rozdzieleniu skał pochodzenia piroklastycznego od zmienionych skał wulkanicznych bądź żyłowych. Przede wszystkim myląca tu może być obecność silnego wtórnego złupkowania w skałach pierwotnie masywnych. Nadto silna kataklaza i mylonityzacja może zatrzeć doszczętnie pierwotny charakter skały. Wydzielenie na mapie litostratygraficznej (tabl. I) „*łupków zieleńcowych z soczewkami zmienionych skał wulkanicznych*” jest próbą uniknięcia tych trudności.

Duża monotonia serii skalnej jednostki Dobromierza sprawiła, że niemożliwe jest ustalenie następstwa warstw. Problem ten da się, być może, rozwiązać w przyszłości przy prowadzeniu badań na terenie całej jednostki. Zagadnienie to wiąże się jednak ściśle z tektoniką i stratygrafią południowej gałęzi kaledonidów kaczawskich i nie ma większego znaczenia dla rozważań nad budową osłony granitu Karkonoszy. Podkreślić należy, że seria skalna jednostki Dobromierza ma charakter na tyle odmienny, że nie sposób paralelizować jej z zespołem litologicznym elementu Przybkowic. Element ten zatem reprezentuje w obrębie skłonu fleksuralnego osłony Karkonoszy inną jednostkę kaledonidów kaczawskich. Ma to poważny wpływ na rozważania nad tektoniką badanego regionu, szczególnie jeśli rozpatrujemy charakter uskoku śrudsudeckiego.

NIEMETAMORFICZNE SERIE SKALNE

Omówione wyżej serie metamorficzne zajmują bardzo duży obszar i ze względu na cel niniejszej pracy stanowiły główny przedmiot badań. Niemetamorficzne serie skalne stanowią swoisty „układ odniesienia”, pozwalający przede wszystkim ocenić i datować młodsze deformacje tektoniczne oraz przejawy młodszej (waryscyjskiej) metamorfozy i metasomatozy. Z powyższych względów skały niemetamorficzne zostały potraktowane dość pobieżnie. Niżej zostaną omówione następujące serie skalne:

- dolny karbon — kulmowa seria osadowa niecki śródsudeckiej;
- górny karbon — granit Karkonoszy;
- młodsze skały żyłowe (częściowo stwarzyszone z granitem Karkonoszy);
- osady czwartorzędowe.

DOLNY KARBON

Kulmowa seria osadów z niecki śródsudeckiej

Występujące na wschodnim skraju badanego terenu osady dolnego karbonu wykształcone w facji kulmu należą do niecki śródsudeckiej. Na załączonej mapie zajmują one obszar około 8 km². W intersekcji tworzą zatokę wcinającą się pomiędzy osłonę metamorficzną granitu Karkonoszy a jednostki kaledońskie Gór Kaczawskich.

Brekcje i zlepionce podstawowe

Spąg kulmu niecki śródsudeckiej w okolicach Ciechanowic tworzą brekcje osadowe, co wykazał już G. Berg (1912b) i E. Zimmermann

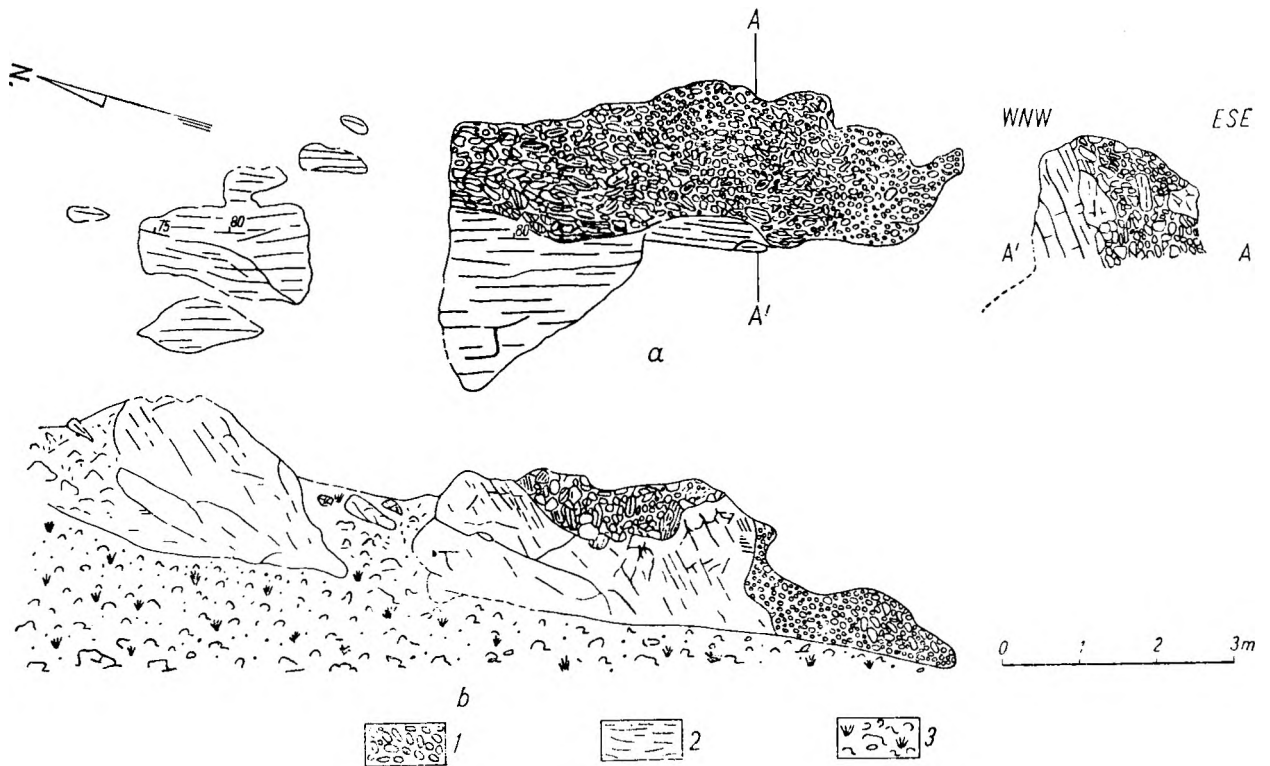


Fig. 8

Odkrywka spągowej części brekcji podstawowej kulmu w Przybkowicach (odkrywka 157)
 a — plan, b — rzut ściany zachodniej, c — profil wzdłuż linii A—A'. W odkrywce widoczny jest kontakt zieleńców elementu Przybkowic z brekcją podstawową kulmu. Widoczna w rzucie bocznym (b) „kieszka” brekcji podstawowej jest spowodowana intersekcją, a nie procesami sedymentacyjnymi; 1 — brekcja podstawowa, 2 — zieleńce, 3 — rumosz

Exposure of bottom portions of basal breccias of Culm sequence in Przybkowice (outcrop 157)
 a — plan, b — projection of western wall, c — cross section along A—A'. Greenstones of Przybkowice element are seen to be in contact with the basal breccias of the Culm. The „pocket” of basal breccia observable in the side projection (b) is not a feature of sedimentation but is due to intersection; 1 — basal breccia, 2 — greenstones, 3 — slope debris

(1938)). Skała ta znana jest z szeregu odkrywek. Najbardziej jednak interesująco przedstawia się obraz odkrywki 157 (fig. 8). W zachodniej części tej skałki obserwujemy zieleńce elementu Przybkowic, szerzej opisane już wyżej. Na nich leży grubookruchowa, ostrokrawędzista brekcja sedymentacyjna o bardzo skąpym spoiwie. Ułożenie okruchów jest tu zupełnie bezładne, a ich wielkość waha się w szerokich granicach. Najczęściej spotykaną klasą wielkości są wymiary 15—30 cm. Materiał brekcji pochodzi w olbrzymiej większości ze skał bezpośredniego podłoża.

Zarówno brekcja, jak i leżące niżej zieleńce zabarwione są tlenkami żelaza na kolor czerwonościwny. Pigmentacja brekcji jest silniejsza od zabarwienia skał podłoża. Opisane wyżej jednakowe zabarwienie tych skał dwóch zupełnie różnych typów skalnych utrudnia poważnie ich rozróżnienie w przypadku pobieżnej obserwacji. Prawdopodobnie dlatego brak opisu tej odkrywki w dotychczasowych opracowaniach omawianego terenu, a w ujęciach kartograficznych zarówno G. Berga (1912a), jak i późniejszych, skałkę tę oznaczono barwą zieleńców. Prawdopodobnie badacze ci uważali opisaną wyżej brekcię raczej za twór tektoniczny niż za sedyment. Brak tu jednak najwyraźniej szeregu cech typowych dla brekcji tektonicznych, jak ogładzenia, porysowanie poszczególnych okruchów czy też obfitego zazwyczaj w tego rodzaju utworach ilu dyslokacyjnego. Ponadto zasługuje na podkreślenie wyraźna zbieżność wyglądu tej brekcji z opisem podanym przez C. Żaka (1958) z odkrywki w Czarnowie.

Reasumując powyższe należy stwierdzić, że mamy tu zapewne do czynienia ze spetryfikowanym rumoszem zboczowym, leżącym w miejscu swego powstania, to znaczy na starszych seriach krystalicznych. Skała ta odpowiada pojęciu *brekcji zwietrzelinowej* w klasyfikacji Z. Kotańskiego (1955). Podobnie wykształcone brekcje występują również w innych punktach, jak np. w odkrywkach 202, 274, 275 i 370, jednakże nigdzie indziej nie jest widoczny bezpośredni kontakt brekcji i skał podłoża. W celu przesłedzenia partii nadległych bezpośrednio nad skałą opisaną z punktu 157, wykonano na zachód od tej odkrywki wkop o długości około 20 m i kierunku w przybliżeniu równoleżnikowym. We wkopie stwierdzono występowanie brekcji o ziarnie malejącym ku stropowi; zwiększa się tu jednocześnie zawartość drobnoziarnistej masy, wypełniającej szacunkowo do 50% objętości skały. Jednocześnie wolno lecz stale wzrasta ilość materiału obtoczonego. Stały wzrost materiału obtoczonego ku stropowi tej serii jest zresztą

prawidłowością stwierdzoną już dawniej przez autorów niemieckich i przez S. Radwańskiego (1952b) oraz C. Żaka (1958). Nie pozwala to na uchwycenie granicy pomiędzy brekcjami a leżącymi wyżej zlepieńcami. Z tego względu zastosowałem na mapie ciągłą zmianę szra-fury, zamiast ostrego rozgraniczenia. W tym ujęciu kartograficznym brekcje mają mniejszy zasięg niż na mapie S. Radwańskiego (1952b), co spowodowane jest też nieco odmiennymi kryteriami klasyfikacyjnymi.

Podkreślić jednak wypada, że w najbliższym sąsiedztwie brekcji osadowych kulmu napotkałem skały metamorficzne o wyraźnych znamionach brekcjowania i kataklazy. Tego rodzaju zjawiska są widoczne w odkrywkach 56, 136, 157, 277. Przypuszczać można zatem, że brekcje osadowe kulmu powstały w sąsiedztwie dużej linii dyslokacyjnej. Dla stwierdzenia powyższych przypuszczeń konieczne są jednak dalsze badania.

Mułowce i szarogłazy

Mieszana serię brekcji i zlepieńców odgranicza od góry spora, mierząca (w intersekcji) 900 m wzdłuż i do 170 m wszecz, soczewa mułowców, szarogłazów i piaskowców polimiktycznych, zawierająca podrzędne wkładki drobno-, a miejscami średnioziarnistych zlepieńców. Serii tej towarzyszą cienkie wkładki węgla kamiennego. Najgrubsze z nich były eksploatowane w XIX w. (*vide* G. Berg 1912b). Z wkładek tych G. Berg podaje występowanie ułamków łądyg gatunku *Lepidodendron culmianum* Fisch., obok szeregu nieoznaczalnych szczątków roślinnych. H. Zimmer (1927) stwierdził tu występowanie wkładek zawierających sferosyteryty.

Średnio- i gruboziarniste zlepieńce

Zlepieńce występujące w stropie opisanej soczewy różnią się bardzo wyraźnie od występujących poniżej. Są to średnio- i gruboziarniste zlepieńce o wyraźnie lepszym obtoczeniu ziarna. Dużo wyraźniej zaznacza się tu uławicenie osadu. Ławice przy tym nie tworzą krótkich szybko wyklinowujących się wkładek, jak to było można obserwować w niższych partiach serii kulmowej, lecz dają się śledzić na przestrzeni setek metrów, do z górą jednego kilometra.

Na wyraźne zaznaczanie się tych ławic w morfologii zwrócił uwagę już G. Berg (1912b). Na załączonej mapie uwzględniłem przebieg odporniejszych ławic. O ile udało się ustalić, ławice te nie różnią się między sobą ani wiel-

kością ziarna ani jego składem. Można przypuszczać, że te różnice odporności spowodowały zróżnicowanie spoiwa skalnego.

Uwagi o genezie osadów kulmowych

Niższe partie brekcji są zapewne spetryfikowanym rumoszem zboczowym, jak to już sugerował S. Radwański (1952b). Wyższe natomiast partie, zawierające materiał o nieco zaokrąglonych narożach, można tłumaczyć jako produkt sedymentacji stożków napływowych lub usypiskowych. Opisana z wkopu brekcja o dużej stosunkowo zawartości drobnookruchej masy mogła być rezultatem obrywu górskiego. Wtrącone w te serie soczewki zlepieńca są osadem złożonym przez strugi okresowe na piedmontowych stożkach napływowych. Słabe wysortowanie pod względem wielkości i nikła na ogół selekcja odpornościowa mają swoje źródło zapewne w dość krótkim transporcie i torrencjalnej genezie tych sedymentów oraz nagłym spadku siły transportowej wód na stożkach piedmontowych. Wzrost ku stropowi kulmu ilości materiału transportowanego przez wodę w stosunku do dostarczonego przez ruchy masowe wiązać należy z cofaniem się krawędzi ówczesnych gór. Równocześnie zmniejszał się zapewne spadek zboczowy przy jednoczesnej rozbudowie sieci wodnej.

Zgadzam się w pełni z poglądami S. Radwańskiego (1952b), który uważa soczewki mułowców i szarogłazów za rezultat sedymentacji limniczno-bagiennej. Wyżej leżące gruboziarniste zlepieńce należałoby wiązać z istnieniem na omawianym obszarze dużej delty rzecznej bądź też sporego stożka napływowego.

GÓRNY KARBON

Granit Karkonoszy

Skały należące do granitu Karkonoszy zajmują cały zachodni skraj badanego terenu — około 7,5 km². Jest to zaledwie mała część obszaru zajmowanego przez ten granit. Masyw granitowy Karkonoszy dzięki swoim dużym rozmiarom i dobremu odsłonięciu budził od dawna zainteresowanie geologów. Pierwsze prace na ten temat pochodzą z połowy XIX wieku (Rose 1842).

Na obszarze występowania granitu Karkonoszy nie prowadziłem żadnych nowych badań petrograficznych lub tektonicznych ograniczając się do szkicowego skartowania niewielkiego

wycinka i do nielicznych obserwacji polowych. Niżej podana krótka charakterystyka tych skał oparta jest na obserwacjach makroskopowych oraz na opisach petrograficznych znanych z literatury (Berg 1912b, Borkowska 1959). Według M. Borkowskiej (op. cit.) skały należące do granitu Karkonoszy reprezentują w klasyfikacji K. Smulikowskiego (1934) granodioryty, granity, a sporadycznie też granity alkaliczne, brak tu natomiast zupełnie granitów właściwych. W czasie kartowania wydzieliłem za G. Bergiem (1912b, 1938) następujące odmiany: granit porfirowaty, granit równoziarnisty oraz granit drobnoziarnisty z pojedynczymi fenokryształami. Zasięg poszczególnych odmian jest tu nieco inny, niż podaje G. Berg (1912a, 1940). Wiąże się to zapewne z subiektywizmem, którym nieuchronnie obarczone są oznaczenia polowe tych typów skalnych.

Granit porfirowaty

Odmiana ta zdecydowanie przeważa nad innymi typami skalnymi w obrębie całego masywu granitowego. Na omawianym terenie również jest ona panująca. Wygląd megaskopowy tej skały jest dość charakterystyczny dzięki typowo wykształconej tu strukturze porfirowatej. Megakryształy skaleni potasowych, o barwach różowych, kremowych i cielistych, a miejscami mięsisto-czerwonych, są z reguły niemal automorficzne. Prawie zawsze zamykają je otoczki oligoklaz, łatwe do rozpoznania dzięki białej barwie. Fenokryształy oligoklaz są rzadsze i wyraźnie mniejsze. Równoziarniste tło skalne składa się z ksenomorficznego kwarcu, skalenia potasowego i plagioklaz, a jedynym ciemnym minerałem jest tu biotyt.

Granit równoziarnisty

Jest to odmiana występująca wzdłuż granicy z okrywą metamorficzną. Jej zasięg, niewielki na północy w okolicach Janowic Wielkich, rozszerza się ku południowi. W rejonie Miedzianki i Mniszkowa szerokość wychodni tej odmiany można oszacować na 800—1100 m. Dalej na południe pasmo granitu równoziarnistego zwęża się wskutek pojawienia się w okolicy Miedzianych Skał odmiany drobnoziarnistej z pojedynczymi fenokryształami skaleni. Skład mineralny granitu równoziarnistego oraz jego struktura różnią się nieznacznie od tła skalnego odmiany porfirowej. W najbliższym sąsiedztwie kontaktu z osłoną obserwuje się miejscami wzrost ziarna wraz z postępującym spadkiem zawartości biotyty. Również ze strefą kontaktową na omawianym terenie wydaje się być związane występowanie ciemnych bio-

tytowych enklaw. Enklawy te, bardzo rozpowszechnione w innych partiach granitu Karkonoszy, tutaj są raczej dość rzadkie. Brak w każdym razie wzmianki o nich w dostępnej mi literaturze. Dwa duże bloki skalne zawierające liczne ciemne enklawy znaleziono na starych zwalach kopalnianych oznaczonych na mapie symbolem 311. Widoczne wyraźnie w przekrojach, są one drobnymi ciałami o kształcie bochenkowatym, sferycznym lub jajowatym; ich wymiary wahają się od kilku do około 20 cm. Od skały macierzystej odcinają się one wskutek silnego wzbogacenia w drobnouseczkowy biotyt. Często zawierają różowe fenokryształy skalenia potasowego, a rzadziej białawe kryształy oligoklaz, wielkości 10–20 mm.

Granit drobnoziarnisty z pojedynczymi fenokryształami skaleni

Jest to skała równoziarnista, w której pojawiają się pojedyncze automorficzne fenokryształy skalenia potasowego o charakterystycznym dla granitu Karkonoszy wykształceniu. Ich wymiary nie przekraczają na ogół 2,5–3,0 cm. Wzajemne odległości fenokryształów wahają się w szerokich granicach od 15 do 30 cm, a miejscami więcej. Wydzielenie tej odmiany skalnej jest dość trudne. Wszystkie odmiany granitu łączą się bowiem między sobą przejściami, a w tym wypadku szczególnie trudno o obiektywne kryteria klasyfikacyjne. Omawiana odmiana występuje zwartą masą

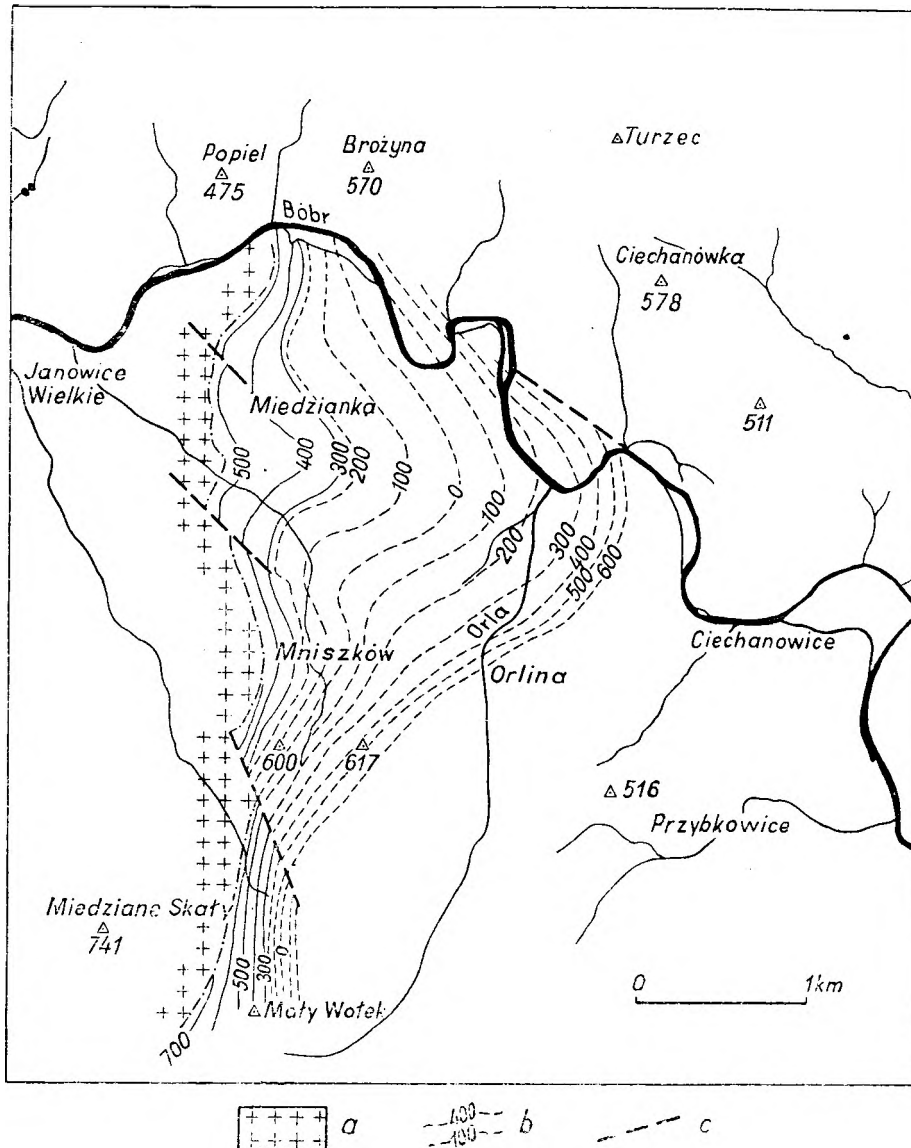


Fig. 9

Mapka stropu masywu granitu Karkonoszy między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem (według A. Winogradowa 1954)

a — granit występujący na powierzchni, b — izohipsy stropu granitu (co 100 m w wysokościach n.p.m.), c — uskoki

Sketch map of the top surface of the Karkonosze granite massif between Janowice Wielkie and Mniszków (according to A. Winogradow 1954)

a — granite occurring on the surface, b — isohypses of top surface of the Karkonosze granite (countour lines spaced 100 m. in altitudes a.s.l.), c — faults

dookoła szczytu Miedzianych Skał, gdzie też jest wykształcona najbardziej typowo. Podobnie wyglądające granity występują również wzdłuż linii łączącej Miedziane Skały przez Głaziska Janowickie, zamek Bolczów z północnym cyplem Janowickich Garbów (ten ostatni punkt poza mapą). Trudno tu mówić jednak o żyłach czy też smudze, bowiem na opisanym terenie odmiana drobnoziarnista występuje obok odmiany porfirowatej i zdaje się z nią graniczyć bez ostrych przejść.

Pochodzenie i wiek granitu

Wobec dość niewielkich rozmiarów obszaru, na którym przeprowadzono badania, i braku własnych spostrzeżeń mikroskopowych i petrograficznych trudno jest wypowiadać jakiegokolwiek sądy na temat genezy granitu Karkonoszy.

Warto jednak przy okazji wspomnieć ważniejsze hipotezy i osiągnięcia niektórych autorów (Rose 1842, Klockmann 1882, Milch 1899, Berg 1923, A. Cloos 1925). Wszyscy oni są zgodni co do magmowej natury granitu Karkonoszy. Ostatnio problemy genetyczne granitu Karkonoszy zostały opracowane przez M. Borkowską (1966) przy zastosowaniu analizy rentgenowskiej i innych nowoczesnych metod petrograficznych. Z badań tych wynika ponad wszelką wątpliwość magmowa geneza masywu granitowego Karkonoszy.

Ostatnie badania wieku bezwzględne granitu Karkonoszy (Przewłocki, Magda, Tomas, Faul 1961) przyniosły dokładniejsze datowania metodą K/A na 304 miliony lat i Rb/Sr na 292 miliony lat. Według nowszych poglądów (Folinsbee, Baadsgard, Lipson 1960 oraz Kulp 1960) odpowiada to karbonowi górnemu.

Stosunek granitu do osłony podaje mapa litostratygraficzna terenu (tabl. I), uzupełniona szkicem morfologii stropu plutonu granitu Karkonoszy (fig. 9). Obraz ten wskazuje, że strop granitu w rejonie Miedzianki i Janowic Wielkich zapada dość płasko pod skały okrywy, natomiast w kierunku południowym pochYLENIE powierzchni stropowej granitu staje się coraz stromsze.

MŁODSZE SKAŁY ŻYŁOWE

Jako młodsze skały żyłowe opisałem te spośród nich, w których brak jakiegokolwiek wyraźnych zmian metamorficznych. Są one wszystkie zapewne pokaledońskiego wieku. Niektóre z nich wiążą się dość ściśle wiekowo i genetycznie z intruzją granitu. Do tych ostatnich należą żyły mikrogranitów i aplitów.

Związek ryolitów i żył kwarcowych z intruzją granitu jest mniej oczywisty, a ich wiek należy przyjąć za pogranitowy, gdyż przecinają granit. Wreszcie związki genetyczne żył diabazowych oraz komina perydotytowego są niezupełnie wyjaśnione. Dokładny wiek tych skał trudno sprecyzować.

Mikrogranity i aplity

Skały te, opisywane przez G. Berga (1912b, 1938) głównie z dobrze odkrytej partii granitu Karkonoszy, na omawianym obszarze występują jako drobne formy żyłowe przecinające skały osłony. Mikrogranity są na ogół częstsze od aplitów. Ich skład mineralny nie odbiega od składu granitu. Głównymi minerałami są tu kwarc i skałen potasowy, a plagioklaz o składzie oligoklaz-albit jest mniej częsty. Nierzadkie są tu reakcyjne otoczki myrmekitowe oraz obserwowane miejscami struktury pismowe, nie wykształcone jednak w sposób typowy. Z minerałów ciemnych występuje w niewielkich ilościach brunatny biotyt. Łyszczyk ten dość często chlorytyzuje się. Nie udało się jednak ustalić, czy jest to rezultatem procesów autometasomatycznych, czy też wietrzenia. Aplity, wyróżniające się jaśniejszą barwą i drobniejszym ziarnem, nie różnią się prawie stosunkami kwarcu i skałeni, a brak tu jedynie biotyту; występuje natomiast granat, a niekiedy też łyszczyk jasny. Jego drobnołuseczkowa postać zdaje się sugerować, że może on być produktem wtórnych przemian skałeni. Formą występowania tych skał są drobne żyłki, najczęściej niezgodnie przecinające skały okrywy. Ze względu na niewielkie rozmiary nie udało się ich ująć kartograficznie.

Żyłki kwarcowe

Występują one na bardzo dużej części badanego terenu, jednakże tylko w granicach Karkonoszy i w jego bezpośrednim sąsiedztwie tworzą one większe formy dające się ująć kartograficznie. Największa żyła została zanotowana na południowy zachód od Miedzianki. Najprawdopodobniej towarzyszy tam ona małemu uskokowi, późniejszemu od granitu. Głównym materiałem żył jest grubokrystaliczny kwarc mleczny. Towarzyszą mu niekiedy okruchy skał otoczenia. Akcesorycznie występują miejscami minerały kruszcowe.

Ryolity

Pośród skał żyłowych na opisanym terenie największą rolę odgrywają ryolity. Występują one w postaci mniejszych i większych żył o

grubości dochodzącej do około 40 m i rozciągłości w intersekcji przekraczającej niekiedy 1,5 km. Żyły ryolitu, zwłaszcza większe, przebiegają w przybliżeniu równoległe do uskoku śródsudeckiego. Wskazuje to na dość wyraźną zależność tychże od tektoniki młodowaryscyjskiej, pogranitowej. Zabarwienie ryolitów jest zmienne, najczęściej w tonach różowych i cielistych, miejscami różowoszarych, a rzadziej pomarańczowoceglastych. Z reguły wykazują one wyraźną oddzielność pryzmatyczną rozsypując się pod uderzeniem młotka na ostrokrawędziste okruchy. W mikroskopie zdradzają teksturę bezładną, rzadziej fluidalną. Struktura porfirowa jest z reguły bardzo wyraźnie rozwinięta. Wśród fenokryształów występuje kwarc, tabliczkowe plagioklasy, a miejscami blaszki biotyту. Tło skalne ryolitów, z reguły źle zrekrysztalizowane i bardzo silnie skaolinizowane, nie daje się dokładnie rozpoznać.

Diabazy

Na omawianym terenie występują one w dwu miejscach. Pierwszym z nich są południowe zbocza wzgórza 511,0 m n.p.m., gdzie tworzą żyłę o długości 220—250 m. Poza tym znane są ze starych zwałów oznaczonych na mapie symbolem 435 x.

Jest to skała o strukturze apointersertalnej. Plagioklasy, silnie zmienione, nie dają się oznaczać. Interstycja wypełniona są masą węglanów, minerałów z grupy chlorytów i tlenków żelaza. Wśród tak ukształtowanego tła skalnego sporadycznie pojawiają się pojedyncze tabliczkowate prakryształy plagioklazów. Minerale z grupy epidotu oraz kwarc występują akcesorycznie. Reasumując, można mieć poważne wątpliwości, czy skały te należy nazywać lamprofirami, jak uczynił to G. Berg (1912b). Zdaniem autora skały te, silnie zmienione deuterycznie, były pierwotnie skałami plagioklazowo-piroksenowymi. Ich charakterystyczna struktura oraz żyłowy charakter przemawiają za przyjęciem terminu diabazu. Niejasny jest wiek i związki genetyczne tych skał. Wydaje się pewne, że są one młodsze od dynamometamorfozy skał otoczenia.

Perydotyt hornblendowy

Tak można by określić skałę występującą na wzgórzu Popiel na NNE od Janowic Wielkich, którą G. Berg (1912a, 1940) na swojej mapie oznaczył jako serpentynit uralitowy. W intersekcji zaznacza się ona jako dość regularna elipsa o dłuższej osi około 180 m, a krótszej około 100 m. Omawiana skała jest eksploatowana w kamieniołomie, dzięki czemu

jest bardzo dobrze odsłonięta i dostępna do badań. Południowa granica opisywanego kominu została odkryta wkopami i rowami poszukiwawczymi. Odsłonięta w kamieniołomie skała jest koloru czarnego i wykazuje regularną oddzielność pryzmatyczną. Powierzchnie oddzielności pokrywają białawe naloty. Diagram spękań skalnych perydotytu przedstawia figura 10.

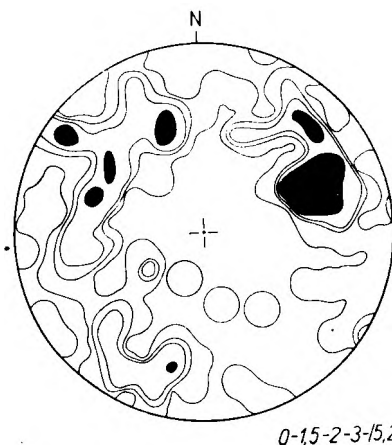


Fig. 10

Diagram powierzchni oddzielności termicznej perydotytu hornblendowego ze wzgórza Popiel
Projekcja na dolną półkulę, 120 normalnych do powierzchni oddzielności

Diagram of thermal joint of hornblende peridotite from the Popiel hill
Lower hemisphere projection, 120 poles of joints

Pod mikroskopem omawiana skała zdradza strukturę poikilitową. Głównymi minerałami są tu oliwin oraz bardzo słabo zabarwiona jasnozielona hornblenda. Pospolity w tej skale serpentyn jest prawdopodobnie minerałem wtórnym. Jako składniki akcesoryczne występują pleonast i magnetyt. Bardziej szczegółowy opis petrograficzny oraz dokładna analiza powiązań genetycznych tej skały jest podana w innej pracy (J. Teisseyre 1966).

OSADY CZWARTORZĘDOWE

Na całym skartowanym terenie występują, w sporych częstokroć płatach, osady czwartorzędowe. Zostały one częściowo uwzględnione na mapie (mapa jest częściowo odkryta). Wydzielono tu holocenijskie nanosy rzeczne. Natomiast osadów plejstocenijskich nie rozdzielono, pomimo ich dość różnorodnej genezy. Powstanie tych osadów wiąże się ściśle z najmłodszą historią badanego obszaru, z tego też powodu stanowiły one raczej margines zainteresowania w niniejszej pracy.

TEKTONIKA

Jednym z głównych celów niniejszej pracy było prześledzenie zjawisk tektonicznych na opisywanym terenie, wraz z próbą ustalenia zależności pomiędzy procesami tektonicznymi i petrogenetycznymi.

Jak już wspomniano wyżej, procesy petrogenetyczne (szczególnie dotyczy to jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki) są zapewne wieloetapowe. W dawniejszych pracach geologicznych (Berg 1912a, 1934, 1938, Zimmermann 1938, Schwarzbach 1939, Radwański 1954, Żak 1958) opisano szereg zjawisk świadczących również o wieloetapowym rozwoju tektoniki. Jednakże dopiero H. Teisseyre w licznych pracach wydanych w latach 1957—1963 omówił dokładnie to zagadnienie, rozważając przebudowę starych struktur tektonicznych podczas nowszych orogenez, a głównie orogenezy waryscyjskiej. Odnośnie do wschodniej okrywy granitu Karkonoszy H. Teisseyre (*in* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957, str. 242), nawiązując do starszej literatury, wystąpił z myślą, że należy ją rozpatrywać jako poprzeczny skłon fleksuralny, wzdłuż którego skały płaszczowiny sudeckiej nurzają się pod osady wypełniające nieckę śródsudecką. Pozwala to wiązać intersekcję w tej partii okrywy granitu Karkonoszy nie z pierwotnym fałdowaniem, lecz z późniejszą fleksuralną przebudową. Ideę tę przyjął J. Oberc w swoich pracach (1960a, b, 1961), a słuszność jej wynika również z niniejszego opracowania.

Szereg przesłanek, wskazujących na dość intensywną przebudowę osłony Karkonoszy już po głównym sfałdowaniu, skłania do zainteresowania się młodszą tektoniką na opisywanym terenie (waryscyjska, saksońska?). Szczególnie ważnych wskazówek mogą tutaj dostarczyć obserwacje tektoniczne z obszaru granitu Karkonoszy i skał niecki śródsudeckiej, jako jednostek niewątpliwie młodszych od serii metamorficznych.

Prawie zupełny brak czynnych kamieniołomów granitu na opisanym terenie stwarza niekorzystne warunki do obserwacji tekstur fluidardzo słabo widoczne na silnie zwietrzałych dalnych w granicie. Tekstury te bowiem są powierzchniach odkrywek naturalnych i, praktycznie rzecz biorąc, nie dają się mierzyć. Zaniechałem również pomiarów spękań skalnych w granicie, gdyż zebrany materiał w ten sposób z niewielkiego stosunkowo obszaru nie dałby się jednoznacznie interpretować. Z tych względów obserwacje nad tektoniką granitu ograniczyły się głównie do prześledzenia relacji granit — osłona metamorficzna.

Ograniczyłem się przy tym tylko do obserwacji uskoków towarzyszących powierzchni kontaktowej oraz do notowania charakteru samego kontaktu, o ile to było możliwe ze względu na znaczne zakrycie terenu.

Obserwacje nad zaburzeniami tektonicznymi w kulmie niecki śródsudeckiej sprowadziły się do zanotowania uskoków, które — ze względu na znaczną monotonię serii kulmowej i słabe odkrycie terenu — niełatwo zinterpretować. Stosunkowo najdokładniej daje się określić przebieg uskoków przy granicy ze skałami metamorficznymi. Zaniechałem zupełnie pomiarów spękań skalnych w kulmie. Interpretacja stereogramów spękań skalnych wydaje się tu — ze względu na niehomogeniczność materiału — jeszcze trudniejsza niż w przypadku spękań skalnych granitu. Dobry pogląd na złożoność tego rodzaju dociekań daje praca C. Żaka (1958), zawierająca dużo materiału obserwacyjnego zebranego ze stosunkowo dużego obszaru. Można było z góry założyć, że opracowanie niniejsze, obejmujące stosunkowo niewielki obszar utworów kulmowych, z małą ilością punktów obserwacyjnych, nie pozwoli na jednoznaczną interpretację diagramów spękań skalnych.

Niżej przedstawione są głównie obserwacje nad starszą, przedwaryscyjską tektoniką jednostek metamorficznych. Tektonika młodsza (zapewne głównie waryscyjska i powaryscyjska), o charakterze uskokowym, jest podana dla wszystkich jednostek łącznie.

CHARAKTERYSTYKA TEKTONICZNA
WYRÓŻNIONYCH JEDNOSTEKJednostka Rudaw
Janowickich — Śnieżki

Na omawianym obszarze jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki odgrywa szczególną rolę wynikającą z tego, że ma ona tutaj dużą szerokość wychodni. Jak wynika z dostępnych materiałów porównawczych, stopień komplikacji tektonicznych jest tu też wysoki.

Dzięki stosunkowo dobremu odkryciu terenu udało się zebrać spory materiał obserwacyjny. Pozwoliło to na dość dokładne ustalenie zależności pomiędzy tektoniką a procesami petrogenetycznymi, co ułatwia względne datowanie ruchów tektonicznych regionu.

Typy drobnych struktur tektonicznych. Szczegółowe obserwacje w licznych odkrywkach zgromadziły obfity materiał,

pozwalający na wyciągnięcie wniosków bardziej ogólnych i nadający się do traktowania statystycznego. Starając się odtworzyć przewodnie rysy starej tektoniki tej jednostki, zwróciłem przede wszystkim uwagę na struktury linijne. Spośród wyróżnionych uprzednio typów lineacji występują w jednostce Rudaw Janowickich — Śnieżki najczęściej osie drobnych fałdów (w tym także ciągnionych) oraz zmarszczkowanie. Oba typy struktur reprezentują zapewne lineację b, są one bowiem, jak wykazano niżej w przybliżeniu równoległe do osi większych fałdów, których obecność zdradza intersekcja mapy. Linijne wyciągnięcie minerałów bądź ich zespołów oraz linie przecięcia się dwóch typów złupkowań są tu dużo rzadsze i statystycznie rzecz biorąc nie odgrywają prawie żadnej roli. Wszędzie tam, gdzie te ostatnie są w przybliżeniu równoległe do osi drobnych fałdów (zawarte w granicach dyspersji kierunków osi), zostały one uznane również za lineację b. Dotyczy to ogromnej większości przypadków.

Drobne struktury fałdowe, często o charakterze fałdów ciągnionych, najlepiej widoczne są w skałach amfibolowych, głównie dzięki bardzo wyraźnej laminacji tych skał (pl. II), jednak stosunkowo małe różnice sztywności pomiędzy poszczególnymi laminami powodują, że asymetria tych fałdów nie zawsze jest dobrze widoczna. Zmarszczkowanie (z reguły są to zespoły drobnych fałdów o amplitudzie milimetrowej) obserwowałem głównie w łupkach łyszczykowych — kwarcowych, w których występuje ono dużo powszechniej niż drobne fałdy o większej amplitudzie, jednak lineacja tego typu znana jest też ze skał amfibolowych. Wyciągnięcia linijne minerałów lub ich agregatów występują głównie w leptynitach i łupkach łyszczykowych, ten typ lineacji nie ma jednak większego znaczenia.

Laminacja i foliacja ma, jak się wydaje, w skałach jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki charakter pierwotny, tzn. reprezentuje struktury założone jeszcze w czasie procesów sedymentacyjnych, a podkreślone przez dyferencjację metamorficzną. Wtórne złupkowanie nie odgrywa w skałach omawianej jednostki większej roli i występuje prawie wyłącznie w łupkach łyszczykowych i łyszczykowo-kwarcowych, gdzie ma ono z reguły charakter złupkowania ślizgowego (por. str. 487—489) oraz fig. 3). Złupkowanie to ma ściśle związek z siłami powodującymi powstanie lineacji w tych skałach, a więc zapewne spowodowane jest przez fałdowanie główne. W przeciwieństwie do niego, złupkowanie ślizgowe w amfibolitach odkrywki 26 nie wykazuje zależności, które pozwoliłyby nawiązać je do fałdowania głównego.

Lineacja powstała tu przez przecięcie się laminacji ze złupkowaniem ślizgowym ma zupełnie odmienny kierunek od lineacji b, ujawnionej w tych samych skałach przez drobne fałdy. Ponieważ bieg tego złupkowania jest w przybliżeniu równoległy do pobliskich stref dyslokacyjnych, należałoby wiązać jego genezę z siłami powodującymi powstanie tych właśnie uskoku. Podkreślić należy, że podobne struktury znane są z odkrywki 14 i 15 w amfibolitach jednostki Leszczyńca (pl. I, fot. 1).

Interpretacja diagramów drobnych struktur. Diagram lineacji w skałach jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki (1a) przedstawia figura 11. W diagramie tym

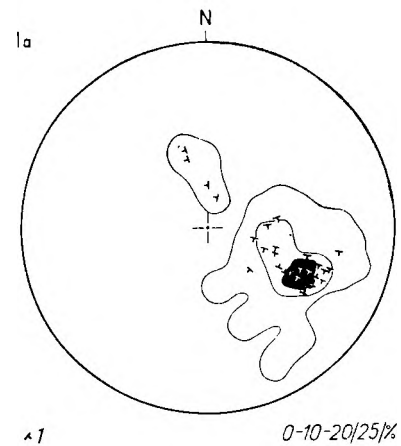


Fig. 11

Diagram lineacji w skałach jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki

Projekcja na dolną półkulę, 60 pomiarów. Obszar (1a), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. 1a. 1 — fałdy asymetryczne (por. fig. 6)

Diagram of lineation from rocks of Rudawy Janowickie — Śnieżka unit

Lower hemisphere projection, 60 plots. Area (1a) from which plots were taken is shown in tabl. 1a. 1 — asymmetric folds (compare fig. 6)

uderza przede wszystkim bardzo ostro i wyraźnie zaznaczone maksimum w azymucie 115° przy kącie pochylecia 50° . Średnie wartości procentowe (por. izarytmę 10%) wykazują przesunięcie w kierunku azymutu 90° przy stromszych pochyleciach. Wreszcie małe wartości procentowe charakteryzuje duży rozrzut zarówno kierunków, jak i kątów pochylecia. Zwraca uwagę niewielka i odosobniona grupa reprezentująca drobne fałdy o azymutach N lub NNW i średnich do stromych nachyleciach kątów. Z diagramu można łatwo odczytać, że decydującą przewagę wykazują drobne fałdy o asymetrii południowej bądź południowo-za-

chodniej (na diagramie uwzględniono tylko fałdy wykazujące wyraźną asymetrię). Diagram laminacji (Ib, fig. 12) daje interesujący materiał uzupełniający. Jak można odczytać z diagramu, panującym kierunkiem laminacji jest kierunek NW—SE, przy stromych upadach, głównie ku NE. Mniej wyraźnie zaznacza się kierunek E—W do ENE—WSW, ze stromymi upadkami głównie ku S i SE.

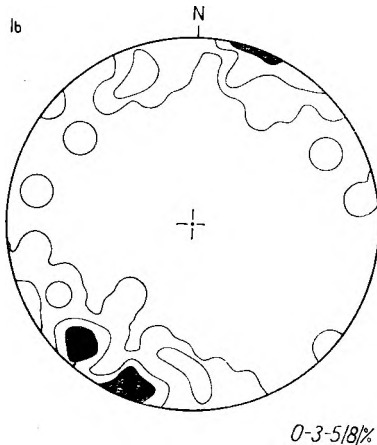


Fig. 12

Diagram powierzchni laminacji w skałach jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki

Projekcja na dolną półkulę 98 normalnych do powierzchni laminacji skał. Obszar (Ib), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Diagram of lamination surface from rocks of Rudawy Janowickie — Śnieżka unit

Lower hemisphere projection of 98 poles to the lamination surfaces of rocks. Area (Ib) from which plots were taken is shown in tabl. Ia

Jest rzeczą niezmiernie charakterystyczną, że znaleziony konstrukcyjnie biegun pasa rozrzutu dla pomiarów laminacji (punkt π na diagramie Ib, fig. 12) jest bardzo mało odległy od maksimum lineacji (por. diagram Ia, fig. 11), a pokrywa się niemal dokładnie ze środkiem jej pola rozrzutu. Upoważnia to do stwierdzenia, że przyczyną rozrzutu pomiarów lineacji jest przede wszystkim sfałdowanie warstw. Można poza tym utrzymywać, że olbrzymia większość przedstawionych na diagramie struktur liniowych reprezentuje lineację b, to znaczy jest w przybliżeniu równoległa do osi dużych struktur fałdowych.

Interpretacja obrazu intersekcyjnego i ustalenie następstwa warstw. Obraz intersekcyjny skał jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki będziemy rozpatrywać śledząc przebieg górnych łupków i paragnejców (por. mapę litostratygraficzną, tabl. II A). Warstwy te pomiędzy miejscowością

Janowice Wielkie a wsią Mniszków dają obraz intersekcyjny przypominający kształtem zęby piły. W okolicach Orliny obserwuje się dużą masę łupków łyszczykowych oraz łyszczykowo-kwarcowych, reprezentujących tu poziom górnych łupków i paragnejców. Masa ta dzieli się ku zachodowi na dwie smugi, ciągnące się w kierunku Janowic Wielkich, a obcięta tam przez uskoki śrudsudecki.

Opisany wyżej obraz jest dość niezwykle i nie daje się interpretować według klasycznych zasad intersekcji. Natomiast jeśli przyjmiemy, że osie dużych struktur fałdowych są w przybliżeniu równoległe do lineacji (zgodnie z regułą Pumpelly'ego *in* Pumpelly, Wolff, Dale 1894), intersekcja warstw skalnych staje się zrozumiała. Jest ona obrazem szeregu fałdów o wergencji południowej, których osie pochylone są pod stromymi kątami w kierunku od E do SE. Wobec tego na mapie otrzymujemy obraz charakterystyczny raczej dla profilów skośnych. Interpretację taką ilustruje blokdiagram (fig. 13). Takie odczytanie intersekcji pozwala na pełniejsze zrozumienie diagramów drobnych struktur (Ia, fig. 11; Ib, fig. 12). Daje ono również przekonujący obraz tektoniki jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, umożliwiając przy tym ustalenie następstwa warstw. Z przyjęcia takiej właśnie interpretacji obrazu intersekcyjnego wynika konieczność podziału jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki na dwa elementy tektoniczne (przynajmniej na zbadanym obszarze). Element spągowy, reprezentowany przez szereg stromych fałdów, częściowo złuskowanych, został nazwany fałdami i łuskami Mniszkowa — Miedzianki. Natomiast wspomniana już wyżej duża masa łupków łyszczykowych i kwarcowo-łyszczykowych w okolicach Orliny reprezentuje skręt czołowy dużego, leżącego fałdu, nazwanego za J. Obercem (1960b) fałdem Orliny. Zaznaczyć należy, że G. Berg (1934) interpretował tę strukturę jako zgrab.

Charakter tektoniczny omawianych elementów znalazł dość wierne odbicie w diagramach drobnych struktur. Można bowiem zauważyć, że silne maksimum biegów laminacji w kierunku NW—SE przy stromych upadach (por. diagramy Ib, fig. 12) reprezentuje zarówno skrzydła normalne fałdów i łuski Mniszkowa — Miedzianki, jak też skrzydło normalne i odwrócone fałdu Orliny. Jak zdaje się wynikać z analizy obrazu intersekcyjnego, warstwy w obu skrzydłach fałdu mają zbliżone biegi i upady i leżą izoklinalnie. Natomiast niewielki stosunkowo zbiór o biegu E—W i NE—SW reprezentuje skręt czołowy fałdu Orliny oraz silnie zredukowane skrzydła odwrócone

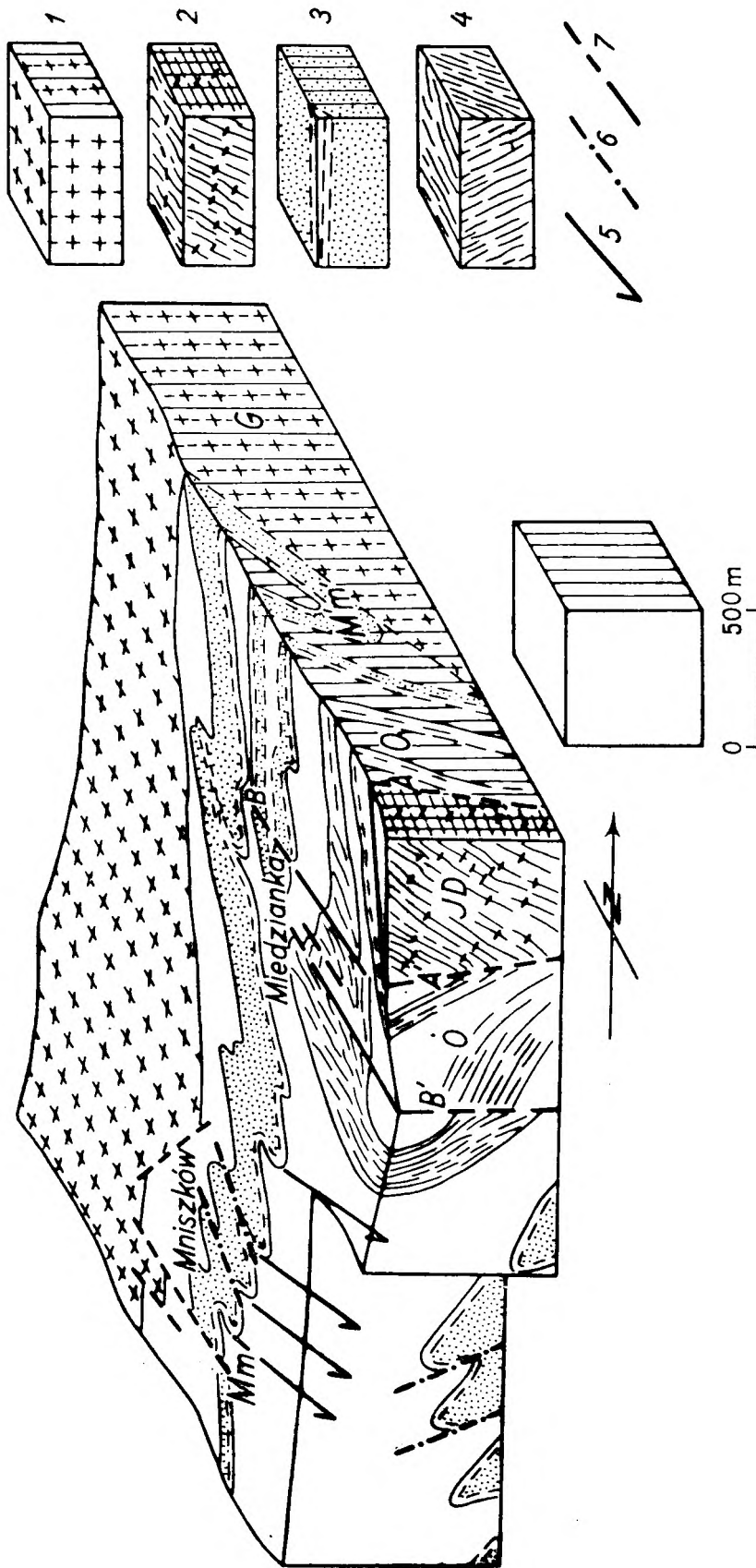


Fig. 13

Blokdiagram jednostki Rudaw Janowickich — Snieżka z obszaru pomiędzy Janowicami Wielkimi a Mniszkowem

A-A' — główny uskoki śródsudecki, B-B' — strefa uskoka Miedzianka — Ciechanowice, G — granit Karkonoszy, O — fałd Orliny, Mm-Mm' — fałdy i łuski Mniszkowa — Miedzianki, JD — jednostka Dobromierz, 1 — granit, 2 — zieleniec, 3 — leptynity z paragnejsami biotytoowymi w stropie, 4 — łupki tycząckowe, 5 — ośce fałdów, 6 — złuszkowania, 7 — uskoki

Block diagram of Rudawy Janowickie — Snieżka unit from the area between Janowice Wielkie and Mniszków

A-A' — main Inner Sudetic fault, B — fault zone of Miedzianka — Ciechanowice, G — Karkonosze granite, O — Orlina fault, Mm-Mm' — folds and thrust folds of Mniszkow — Miedzianka, JD — Dobromierz unit, 1 — granite, 2 — greenstones, 3 — leptynites with biotite paragneisses in the top, 4 — mica schists, 5 — axes of folds, 6 — thrust planes in upthrust folds, 7 — faults

fałdów i łusek Mniszkowa — Miedzianki. Podobne zależności wykazuje diagram lineacji, gdzie przeważają zdecydowanie fałdy o asymetrii południowej lub południowo-zachodniej, reprezentujące skrzydło normalne (przy założonej południowej wergencji fałdów). Fałdy o asymetrii północnej bądź północno-wschodniej znalazły się w statystycznej mniejszości.

Dodać należy, że prawie wszystkie pomiary struktur fałdowych o takiej właśnie asymetrii pochodzą z fałdu Orliny. Element ten wykazuje dość silny rozwój brzusznej strony fałdu w przeciwieństwie do fałdów i łusek Mniszkowa — Miedzianki, w których seria odwrócona ulega wyraźnej redukcji, a w pewnych wypadkach złuskowaniu. Odmienne zachowanie się fałdu Orliny nie jest zupełnie jasne. Istnieje wiele możliwych interpretacji, mogących wyjaśnić redukcję serii normalnej, przy silnym stosunkowo rozwoju serii odwróconej. Opis podobnego rozwoju fałdów podany jest między innymi w podręczniku L. U. de Sittera (1959), który tłumaczy te przypadki jako „chevron folds”. W przypadku fałdu Orliny istnieje prawdopodobieństwo, że przesunął się nad nim jakiś wyżej legły element tektoniczny, zapewne również mający charakter fałdu leżącego, co spowodowało silną redukcję skrzydła normalnego. Jądrem tego elementu jest prawdopodobnie smuga łupków łyszczykowych, przebiegająca przez wschodni skraj miejscowości Ciechanowice (por. mapa, tabl. II A i blokdiagram fig. 13).

Ustalenie tektoniki jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki pozwoliło na odtworzenie prawdopodobnego następstwa warstw. W jądrach fałdów i łusek Mniszkowa — Miedzianki spotyka się paragnejsy, a rzadziej łupki zwane dolnymi paragnejsami i łupkami. Byłoby to najniższe stwierdzone na tym terenie ogniwo sekwencji warstw. Skał tych brakuje w fałdzie Orliny. Leżący wyżej zespół skał amfibolowych, reprezentujący poziom niższych amfibolitów, jest odmiennie wykształcony w różnych elementach tektonicznych. O ile w fałdach i łuskach Miedzianki — Mniszkowa reprezentują go amfibolity biotytowe z licznymi wkładkami skał wapienno-krzemianowych, o tyle w fałdzie Orliny jest on wykształcony jako amfibolity diopsydowe. Jakkolwiek różnicowanie to może być rezultatem zmienności skał pierwotnych, istnieją pewne przesłanki, że mogłyby one powstać na drodze wtórnej biotytizacji skał amfibolowych w obrębie fałdów i łusek Mniszkowa — Miedzianki.

Wyższy poziom, tzw. górne paragnejsy i łupki, reprezentują w fałdach i łuskach Mniszkowa — Miedzianki leptynity z paragnejsami biotytowymi w stropie, zaś w fałdzie Orliny

łupki kwarcowo-łyszczykowe z łupkami łyszczykowymi w stropie. Nie można wykluczyć, że leptynity powstały z metasomatycznej przeróbki łupków kwarcowo-łyszczykowych, jednak hipoteza ta nie ma dokumentacji petrograficznej. Najwyższe wreszcie ogniwo stanowią w obu elementach wyższe amfibolity, wykształcone w postaci amfibolitów diopsydowych.

Przedstawiony wyżej schemat następstwa warstw ma wiele cech hipotezy roboczej i wymaga sprawdzenia w toku dalszych badań na terenach położonych dalej na południe. Jest bowiem możliwe, że dwukrotne powtarzanie skał paragnejsowych — łupkowych i amfibolowych — może być zarówno rezultatem rekurencji typów skalnych w pierwotnych osadach, jak też i przefałdowania całej serii w postaci fałdu leżącego. Drobne bowiem różnice pomiędzy niższymi a wyższymi amfibolitami oraz górnymi a dolnymi łupkami mogą mieć zarówno charakter pierwotny, jak też mogą być rezultatem oddziaływania wtórnych czynników (np. metasomatozy). Pewne trudności, jakże powoduje stosunkowo późna i bardzo silna rekrytalizacja, dająca się wykazać w aureoli termicznej granitu Karkonoszy, a zacierająca ewentualne relikty czy struktury reakcyjne, skłaniają do szukania raczej rozwiązań intersekcyjnych. Takie rozwiązanie można osiągnąć na ogół łatwiej przy szeroko zaplanowanych pracach kartograficznych. Nie wydaje się jednakże, aby tego typu prace w jakiś zupełnie zasadniczy sposób zmieniły przedstawione wyżej poglądy na tektonikę regionu. Jeżeli jednak potwierdzi się koncepcja, że powtarzanie się horyzontów spowodowane jest przefałdowaniem, to wówczas trzeba będzie uznać tzw. fałdy i łuski Mniszkowa — Miedzianki za fragment większego elementu, zapewne o charakterze fałdu leżącego, a być może małej płaszczowiny.

Przytoczone wyżej poglądy na tektonikę są rozwinięciem hipotez dawniejszych badaczy, głównie H. Cloosa, który już w 1925 r. wystąpił z koncepcją tzw. „struktury blachy fałistej” („Wellblechstruktura”). W swojej pierwotnej postaci koncepcja ta miała stanowić rozwiązanie sprzeczności wynikłych z prób interpretacji obserwowanej przez H. Cloosa lineacji na podstawie bardzo uproszczonego obrazu intersekcyjnego starej mapy G. Berga (1912a). Dopiero nowe, podane wyżej ujęcie tej hipotezy pozwala na pełne zrozumienie obrazu intersekcyjnego. Przytoczone tutaj poglądy są więc w pewnym sensie przewartościowaniem i rozbudową starych hipotez, głównie H. Cloosa, które w swej pierwotnej formie zdają się nie mieć oparcia w faktach, oraz

pewnych sugestii zawartych w pracach J. Oberca (1960b).

Należy również poddać rewizji poglądy niektórych dawniejszych badaczy na rzekomo zgodny charakter kontaktu granitu Karkonoszy na omawianym terenie. Jak wynika z obrazu intersekcyjnego widocznego na mapie (tabl. II A), granit ścina skośnie poszczególne elementy strukturalne. Obraz ten dodatkowo komplikują liczne drobne na ogół uskoki, przerzucające granicę granit — okrywa. Jak się wydaje, mają one na ogół charakter uskoków listwowych. Wyciągnięcie dalszych wniosków odnośnie do rozwoju tektonicznego i petrogenetyzacji możliwe jest na drodze porównań z jednostkami sąsiadującymi.

Jednostka Leszczyńca

Skały jednostki Leszczyńca zajmują na omawianym terenie obszar niewielki i bardzo źle odkryty. Nieliczne zatem obserwacje drobnych struktur dają obraz niekompletny, eksponując raczej elementy przypadkowe. Zrezygnowałem zatem ze sporządzania diagramów oraz prób jakiegokolwiek szerszej interpretacji.

Niemniej jednak pewne obserwowane tu zjawiska, pomimo znaczenia czysto lokalnego, budzą ciekawość właśnie przez swój mało typowy charakter. Orientacja złupkowania ślizgowego w amfibolitach masywnych (odkrywki 14 i 15, por. opis w części petrograficznej) nie pozwala na wiązanie go z panującym na tym obszarze kierunkiem fałdów. Złupkowanie to jest najprawdopodobniej związane z polem sił, które powodowały ruch wzdłuż uskoku śródsudeckiego, na co wskazuje przybliżona równoległość biegu tego złupkowania z przebiegiem linii dyslokacyjnych.

Wydaje się, że jakkolwiek brak nowego materiału obserwacyjnego nie upoważnia do wysnuwania nowych koncepcji, samo studium dawniejszych autorów może dostarczyć wskazówek co do nowych możliwości interpretacyjnych. H. Cloos pierwszy (1925, str. 171) zwrócił uwagę na występujący tu odmienny kierunek drobnych fałdów o kierunku NNE—SSW do NE—SW. M. Schwarzbach (1939) wskazywał na szereg analogii, zachodzących pomiędzy fałdowaniem a podobnymi kierunkami lineacji w Górach Kaczawskich. Istnienie tej lineacji jako panującej w obrębie jednostki Leszczyńca potwierdziły w pełni badania J. Oberca (1960a, b). Powstanie tej lineacji J. Oberc wiąże z nasunięciem się jednostki Leszczyńca na jednostkę Rudaw Janowickich — Śnieżki, łącząc ten proces z młodszą orogenezą przedtakońską. Niewielka stosunkowo ilość obserwacji i pomiarów nie pozwala na zajęcie zde-

cydowanego stanowiska w tej sprawie. Zarysowują się pewne nowe możliwości interpretacji oparte na wskazanych już przez M. Schwarzbacha (1939) podobieństwach kierunków z kaledonidami kaczawskimi. Według nowych spostrzeżeń H. Teisseyre'a (1964) kierunki lineacji NNE—SSW reprezentują na terenie kaledonidów kaczawskich deformacje raczej starowaryscyjskie. Nie można więc wykluczyć, że kierunek ten — również w osłonie granitu Karkonoszy powstał jako rezultat starowaryscyjskiej przebudowy.

Element Przybkowic

Na skartowanym obszarze znalazł się prawie cały w jego dzisiejszym zasięgu element Przybkowic. Jakkolwiek słabo odkryty teren nie dostarczył dużych ilości obserwacji, zebrany materiał pozwala jednak na wysunięcie pewnych ogólnych wniosków.

Typy drobnych struktur tektonicznych. Skały elementu Przybkowic wykazują często bardzo wyraźne wykształcenie zarówno struktur łupkowych, jak i różnych typów lineacji. W fyllitach nierzadko obserwować można wtórne złupkowanie i to zarówno typu ślizgowego jak i spękaniowego. Pospolicie są one stowarzyszone z drobnymi fałdami bądź zmarszczkowaniem, dając struktury kombinowane, których prawdziwy charakter daje się na ogół określić dopiero pod mikroskopem (pl. III, fot. 1). W skałach pochodzenia magmowego (obecnie struktury reliktowe) widoczne jest złupkowanie ślizgowe, zorientowane w przybliżeniu równoległe do laminacji lub foliacji sąsiadujących z tymi skałami fyllitów. Unieumożliwia to na ogół rozpoznawanie natury tego złupkowania w warunkach polowych. Problem takiej właśnie orientacji złupkowania ślizgowego wraz z próbą wyjaśnienia mechaniki zjawiska został omówiony uprzednio (str. 16—18, fig. 4 i 5).

Bardzo charakterystyczną cechą są tu dwa krzyżujące się kierunki lineacji, dające się często obserwować nie tylko w jednej odkrywce, ale nawet w jednej próbce skały. Lineacja druga wykształcona jest w postaci drobnych fałdów dachowatych o wybitnie sztywnym charakterze. Przykład takiego właśnie fałdu w laminowanych łupków zieleńcowych jest widoczny na planszy VI (fot. 2).

Interpretacja diagramów drobnych struktur. Diagram lineacji (IIa, fig. 14; ze względu na niewielką ilość pomiarów sporządzono diagram punktowy) wydaje się potwierdzać obserwacje polowe. Lineacja grupuje się na stereogramie w dwa dość wyraź-

nie od siebie odgródzone zbiory. Pierwszy z nich, o wiele liczniejszy, wykazuje kierunki ESE—SE, przy kątach pochylenia stromych lub pionowych. Liczną stosunkowo grupę stanowią tu przecięcia wtórnego złupkowania z laminacją skały, zaznaczone na diagramie w postaci krzyżyków. Drugą grupę pomiarów stanowi lineacja pochylona pod niewielkimi kątami na NNE—NE. W zbiorze tym występują między innymi osie fałdów ciągnionych

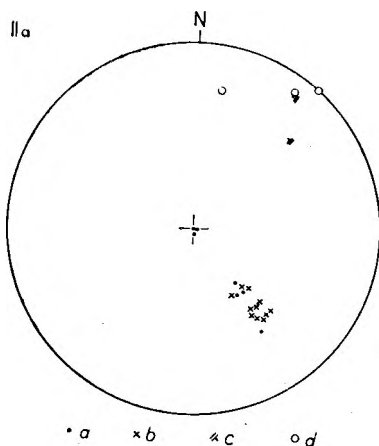


Fig. 14

Diagram lineacji w skałach elementu Przybkowice. Lineacja pierwsza: a — zmarszczkowanie, b — przecięcie laminacji i wtórnego złupkowania; lineacja druga: c — fałdy asymetryczne, d — zmarszczkowanie. Projekcja na dolną półkulę 22 pomiarów. Obszar (IIa), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Lineation diagram in rocks of Przybkowice element. First lineation: a — wrinkling, b — intersection of lamination and cleavage; second lineation: c — asymmetric folds, d — wrinkling. Lower hemisphere projection of 22 plots. Area (IIa) from which plots were taken is shown in tabl. Ia

o asymetrii zachodniej. O ile zbiór lineacji SE ma kierunek dość podobny do głównej lineacji jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki oraz do głównej lineacji jednostki Dobromierza (różnica w kącie pochylenia lineacji spowodowana jest raczej późniejszymi rotacjami), o tyle lineacja o kierunku NE wyraźnie nawiązuje z jednej strony do głównej lineacji jednostki Leszczyńca, z drugiej strony można się doszukać dla tego kierunku pewnych analogii na terenie Gór Kaczawskich (Schwarzbach 1939, H. Teisseyre 1964; por. także dalsze wywody autora). Szczególnie nawiązanie do Gór Kaczawskich wydaje się być cenną wskazówką nie tylko ze względu na wspomniane wyżej analogie tektoniczne, lecz także na litologiczne podobieństwa inwentarza skalnego elementu Przybkowice z serią ordowiku kaledonidów kaczawskich.

Przedstawiony wyżej obraz różni się od ujęcia J. Oberca (1961), który twierdzi, że na tym obszarze charakterystyczne jest zupełnie chaotyczne rozszanie kierunków lineacji. Przypisuje on to późniejszym zaburzeniom o charakterze ślizgów na powierzchniach warstw. Pomiary wykonane przez tego autora były zestawione na małej szkicowej mapce, co poważnie utrudnia interpretację ich stosunków przestrzennych.

Ważnych elementów do interpretacji omawianych diagramów przysparza stosunek przestrzenny kulmu do jego metamorficznego podłoża.

Poprzednio prowadzone badania nad najniższym kulmem niecki śródsudeckiej (Zimmermann 1938, Radwański 1954, Żak 1958) oraz spostrzeżenia autora wykazały, że niezgodność kątowa pomiędzy kulmem a starszymi seriami metamorficznymi na obszarze północno-zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej jest stosunkowo niewielka. Należałoby zatem przyjąć zgodnie z sugestiami zawartymi w literaturze (H. Teisseyre *in* Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957, na podstawie dawniejszych badań), że obecnie strome upady warstw są w znacznej mierze rezultatem pokulmowej (młodowaryscyjskiej) przebudowy. Pozwala to na kojarzenie zbiorów lineacji pochylonych stromo na SE z główną lineacją Gór Kaczawskich, pochyloną pod dużo mniejszym kątem w kierunku ESE. Biegun osi, wzdłuż której należy dokonać rotacji, aby ze zbioru lineacji typowej dla Gór Kaczawskich otrzymać maksimum obserwowane w elemencie Przybkowice, znajduje się prawie dokładnie w środku pola rozrzutu struktur liniowych o kierunku NE—NNE. Analiza powyższa pozwala określić z dużym stosunkowo prawdopodobieństwem charakter obu lineacji, stanowiąc zarazem punkt wyjścia do rozważań nad obrazem intersekcyjnym elementu Przybkowice. Stromo pochylona lineacja o kierunku SE jest zapewne lineacją pierwotną, związaną z głównym fałdowaniem, a zatem można ją uznać za kaledońską. Z fałdowaniem głównym wiąże się również powstanie wtórnego złupkowania, ponieważ związana z nim lineacja należy do tego samego zbioru. Opisany wyżej zbiór będziemy dalej nazywać lineacją pierwszą. O jej decydującej roli można się przekonać studiując diagram laminacji skał (diagram IIb, fig. 15) w elemencie Przybkowice. Okazuje się bowiem, że biegun pasa rozrzutu laminacji drugiej jest prawie pionowy i zbliża się znacznie do zbioru lineacji pierwszej. Jest więc bardzo prawdopodobne, że sfałdowanie skał spowodowane zostało w zasadzie przez same siły, które doprowadziły do powstania lineacji pierwszej. Ro-

tacja lineacji pierwszej mogła być spowodowana przez lineację drugą. Jeżeli tak, jest to mamy do czynienia z dwiema lineacjami powstałymi w różnych fazach ruchów. Jest bardzo prawdopodobne, że lineacja druga powstała w czasie tworzenia się załomu fleksuralnego, a więc w czasie ruchów waryscyjskich. Wyżej nakreślona koncepcja tektoniki elementu Przybkwic pozwala na dość pewną rekonstrukcję jego wewnętrznej budowy.

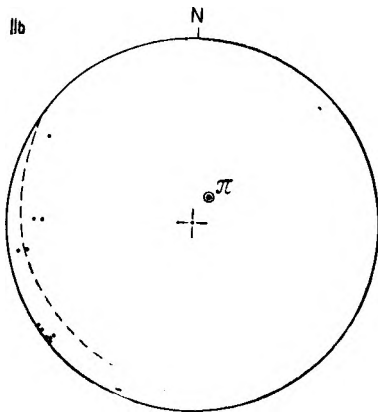


Fig. 15

Diagram powierzchni laminacji w skałach elementu Przybkwic

Projekcja na dolną półkulę 14 normalnych do powierzchni laminacji. Pas rozrzutu pokazuje linia przerywana, a jego biegun punkt π . Obszar (Ib), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Diagram of lamination in rocks of Przybkwic element

Lower hemisphere projection of 14 poles of lamination surfaces. Girdle is indicated by broken line, its pole by point π . Area (Ib) from which plots were taken is shown in tabl. Ia

Interpretacja obrazu intersekcyjnego. Jeżeli przyjmujemy, że osie fałdów głównych, podobnie jak lineacja pierwsza, są pionowe bądź są stromo pochylone ku SE, oraz założymy, że należy się tu spodziewać wergencji południowej, podobnie jak w sąsiadującym obszarze kaledonidów kaczawskich, wówczas możemy odczytać obraz intersekcyjny jako zdygitowany fałd leżący, o osi wtórnie stromo ustawionej. Jądro tego fałdu tworzą zieleńce otulone fyllitami. Partie korzeniowe tego fałdu, obcięte przez uskoki śródsudecki, pozostają nieznanne. Obraz intersekcyjny zakłócają późniejsze uskoki. Poglądową ilustracją powyższej koncepcji jest blokdiagram (fig. 16). Przedstawiony obraz będzie bardziej wymowny, jeżeli zestawimy go z sytuacją tektoniczną jednostki Dobromierza w okolicach Ciechanówki — Świdnika.

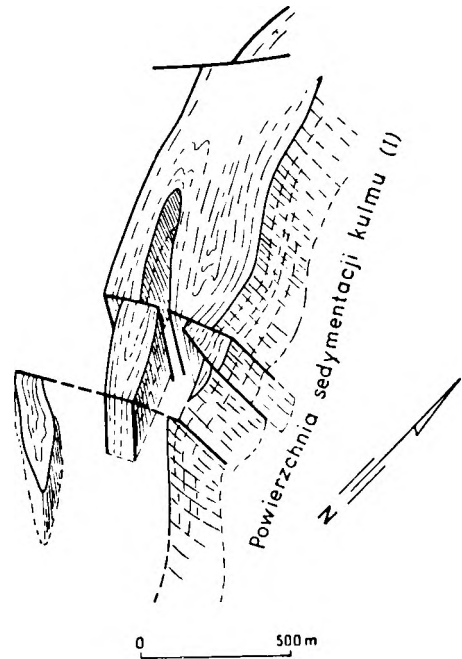


Fig. 16

Blokdiagram elementu Przybkwic

Na blokdiagramie uwzględniono wyłącznie skały zieleńcowe tworzące jądra fałdów

Block diagram of Przybkwic element

Only the greenstones forming the core of folds are shown in the block diagram. I — surface of Culm sedimentation

Jednostka Dobromierza

Typy drobnych struktur tektonicznych. Skały jednostki Dobromierza, z których jest zbudowany grzbiet Gór Ołowianych, dostarczyły dużej ilości pomiarów i obserwacji, dzięki stosunkowo dobremu odkryciu terenu. Najprawdopodobniej są one przeważnie tufitowego pochodzenia i wykazują najczęściej dość wyraźną laminację, zapewne założoną pierwotnie (w czasie procesów sedymentacji). Niezbyt często obserwowano w odmianach laminowanych złupkowanie ślizgowe bądź spękaniowe. Struktury tego typu występują prawie wyłącznie pomiędzy Janowicami Wielkimi a Radomierzem. Odrębnym zagadnieniem jest złupkowanie ślizgowe zaobserwowane w metadiabazach i innych skałach pochodzenia żyłowego bądź wulkanicznego, a więc pierwotnie raczej masywnych (pl. I, fot. 2). Wtórne złupkowanie tego typu wykazuje z reguły orientację zgodną z laminacją sąsiadujących z nimi tufogenicznych łupków zieleńcowych. Mechanizm powstania takiej właśnie orientacji wtórnych struktur łupkowych był

już rozważany wyżej (por. także fig. 4 i 5). Niezgodność kątowna laminacji w skałach tufogenicznych ze złupkowaniem ślizgowym w skałach pochodzenia magmowego najczęściej nie przekracza błędu pomiarowego. Powoduje to zupełną prawie niemożność odróżnienia w warunkach polowych wtórnych struktur łupkowych od laminacji i foliacji założonych pierwotnie w procesach sedymentacyjnych. To właśnie było powodem zestawienia tych dwóch niewątpliwie genetycznie różnych grup strukturalnych na wspólnych diagramach (IVb, fig. 20; Vb, fig. 22; VIb, fig. 24). Bardzo niewielki rozrzut wartości szczególnie dobrze widoczny na diagramie IVb (fig. 20) i VIb (fig. 24) dowodzi, że popełniony w ten sposób błąd metodyczny nie ma w praktyce decydującego znaczenia. Bardzo wyraźna laminacja wielu zieleńców ułatwia powstanie struktur o charakterze drobnych fałdów (przykłady fałdków o różnej amplitudzie widoczne są na pl. III, fot. 2, i na pl. IV).

Interpretacja diagramów drobnych struktur. Ze względu na bardzo dużą ilość zebranych pomiarów wydało się w tym przypadku celowe umieszczenie kilku diagramów cząstkowych obok zbiorczego. Szczegółowa analiza zarówno mapy struktur (tabl. Ia), jak i diagramów cząstkowych, doprowadziła do wydzielenia na terenie Gór Oł-

wianych trzech obszarów, różniących się wyraźnie stosunkami tektonicznymi. Podział ten obrazuje mapa (tabl. Ia). Postępując od zachodu ku wschodowi wyróżniono jako obszar pierwszy okolice Radomierza aż po zachodnie

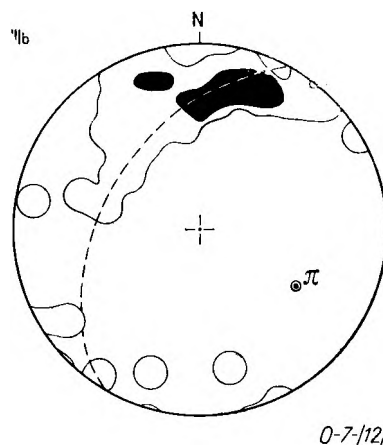


Fig. 18

Diagram warstwowy laminacji skał jednostki Dobromierza z okolic Radomierza

Projekcja na dolną półkulę 54 normalnych do powierzchni laminacji. Pas rozrzutu pokazuje linia przerywana, a jego biegun punkt π . Obszar (IIIa), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Contour diagram of lamination in rocks of Dobromierz unit from the vicinity of Radomierz

Lower hemisphere projection of 54 poles to lamination surfaces. Dispersion girdle is shown by broken line, its pole by point π . Area (IIIa) where plots were made is shown in tabl. Ia

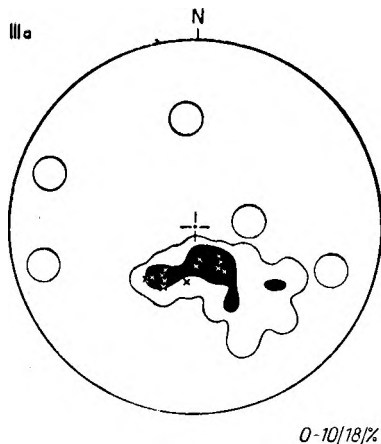


Fig. 17

Diagram warstwowy lineacji w skałach jednostki Dobromierza z okolic Radomierza

Projekcja na dolną półkulę 46 pomiarów; krzyżykami oznaczono przecięcia laminacji i wtórnego złupkowania. Obszar (IIIa), z którego zgromadzono pomiary, jest zamieszczony na tabl. Ia

Contour diagram of lineation in rocks of Dobromierz unit from the vicinity of Radomierz

Lower hemisphere projection of 46 plots. Crosses mark intersection of lamination and cleavage. Area (IIIa) where plots were made is shown in tabl. Ia

stoki Różanki (diagramy IIIa, b, fig. 17, 18), następnie obszar na południe od Kaczorowa, obejmujący prawie całą część grzbietową Gór Ołowianych oraz ich południowe stoki (diagramy IVa, b, fig. 19, 20), a w końcu okolice Świdnika i stoki Ciechanówki (diagramy Va, b, fig. 21, 22). Diagramy zbiorcze dla całych Gór Ołowianych mają oznaczenia VIa (fig. 23) — dla lineacji i VIb (fig. 24) — dla laminacji.

Analizę stosunków tektonicznych rozpoczęliśmy od okolic Kaczorowa (diagramy IVa, IVb, fig. 19, 20). Przedstawiona na nich sytuacja wydaje się bardzo typowa, a wielka ilość pomiarów gwarantuje, że otrzymany tą drogą obraz, nie wolny wprawdzie od lokalnych zakłóceń, jest jednak wiarygodny, a przypadkowe zakłócenia nie deformują go w znacznym stopniu. Diagram lineacji (IVa) na figurze 19 wskazuje na istnienie jednego bardzo wyraźnie zaznaczonego i skoncentrowanego maksimum w azymucie około 115° , przy kącie pochylenia około $20-30^\circ$. Panująca

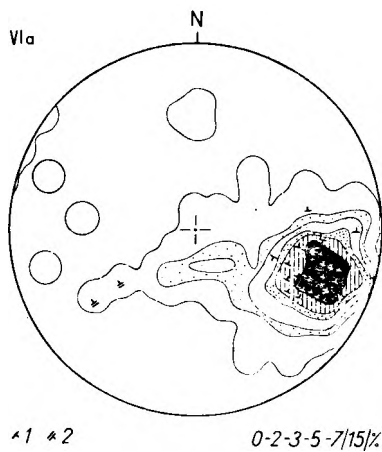


Fig. 19

Diagram warstwicowy lineacji w skałach jednostki Dobromierza z okolic Kaczorowa i z południowych stoków Gór Ołowianych

Projekcja na dolną półkulę 170 pomiarów. Obszar (IVa), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia. 1 — fałdy asymetryczne

Contour diagram of lineation in rocks of Dobromierz unit from the vicinity of Kaczorów and the southern slopes of Góry Ołowiane Mts.

Lower hemisphere projection of 170 plots. Area (IVa) where plots were made is shown in tabl. Ia. 1 — asymmetric folds (compare fig. 6)

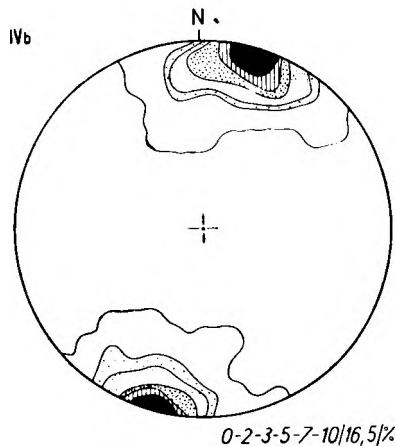


Fig. 20

Diagram warstwicowy laminacji i złupkowania ślizgowego w skałach jednostki Dobromierza z okolic Kaczorowa i z południowych stoków Gór Ołowianych. Projekcja na dolną półkulę 252 normalnych do powierzchni laminacji i złupkowania ślizgowego. Obszar (IVb), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Contour diagram of lamination and slip cleavage in rocks of Dobromierz unit from the vicinity of Kaczorów and the southern slopes of Góry Ołowiane Mts.

Lower hemisphere projection of 252 poles to lamination and slip cleavage surfaces. Area (IV) where plots were made is shown in tabl. Ia

jest tu północna asymetria drobnych fałdów. Wspólny diagram laminacji i złupkowania ślizgowego wykazuje również jedno wyraźnie zaznaczone i silnie skoncentrowane maksimum. Wynika stąd, że przeważającym kierunkiem biegu jest azymut około 105° przy prawie pionowych upadach. Oba diagramy łącznie można interpretować na kilka sposobów:

1) może to być obraz skrzydła szerokopromiennego fałdu, którego przegubu i drugiego skrzydła brak na zbadanym terenie;

2) podobnego obrazu oczekiwać należy w silnie izoklinalnie sfałdowanej serii (pomiarów odpowiadające wąskiemu przegubom znajdują się na diagramie w statystycznej mniejszości);

3) również seria przefałdowania w czasie ruchów o charakterze fałdowania ślizgowego (*cleavage folding* de Sittera 1954) może dać identyczny obraz na stereogramie.

Spośród wyżej wymienionych alternatyw pierwsza wydaje się być najmniej prawdopodobna, gdyż obserwacje w odkrywkach nie potwierdzają istnienia na terenie Gór Ołowianych fałdów szerokopromiennych. Dużo bardziej prawdopodobne wydają się być dwa ostatnie przypuszczenia, jednak na podstawie zebranego materiału trudno przesądzić, które z nich jest bardziej prawdopodobne.

Diagram lineacji z okolic Radomierza (IIIa, fig. 17), wykazuje maksimum bardziej rozmyte i dość silnie przesunięte w stronę stromych pochyłości (około 60°) w azymucie S — SE. Diagram laminacji IIIb (fig. 18) wykazuje w porównaniu z diagramem IVb bardzo silną dyspersję kierunków, maksimum jest rozmyte, a pomiary rozproszone w pasie, którego biegun wpada wprawdzie w pole rozrzutu lineacji, jednak wykazuje bardzo wyraźne przesunięcie względem maksimum. Z powyższego można wnioskować, że rozrzut pomiarów laminacji spowodowany jest tu głównie przez rotację wzdłuż głównej lineacji, to znaczy przez fałdowanie, z którym wiąże się genetycznie ta lineacja. Niewątpliwie wchodzi tu w grę także inne czynniki zaburzające, których roli można się domyślać, jednakże ilościowo trudno je stwierdzić. Przemieszczenie maksimum lineacji oraz spora dyspersja pomiarów laminacji jest szczególnie dobrze widoczna, gdy porównamy diagramy IVa z IIIa oraz IVb i IIIb. Prawdopodobnie późniejsze zmiany, które wywołały te różnice, mają swoje źródło w wielkiej poprzecznej elewacji siodła Bolków — Wojcieszów, przebiegającej na północny zachód od Radomierza (prof. dr H. Teisseyre — informacja ustna). Elewacja ta powoduje, że na północ od Radomierza, już poza terenem objętym mapą, spod jednostki Dobromierza

ukazuje się najprawdopodobniej niższa jednostka Bolkowa.

Diagram lineacji z okolic Świdnika — Ciechanówki (Va, fig. 21), punktowy wskutek zbyt małej ilości pomiarów, wykazuje obok głównej lineacji o kierunku ESE, przy pochyleniach małych lub średnich, dodatkowe skupienia pomiarów o kierunku N — NNW, przy średnich pochyleniach, oraz kierunku SW,

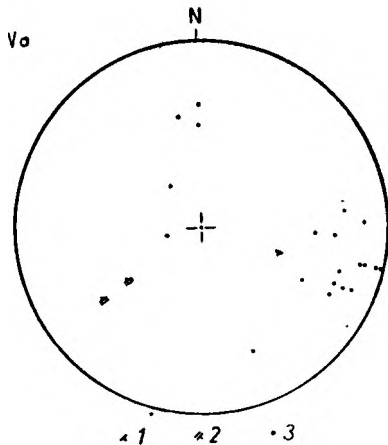


Fig. 21

Diagram punktowy lineacji w skałach jednostki Dobromierza z okolic Świdnika i Ciechanówki

1 — asymetryczne fałdy lineacji pierwszej, 2 — asymetryczne fałdy lineacji drugiej, 3 — inne rodzaje lineacji. Projekcja na dolną półkulę 22 pomiarów. Obszar (Va), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Point diagram of lineation in rocks of Dobromierz unit from the vicinity of Świdnik and Ciechanówka
1 — asymmetric folds of first lineation, 2 — asymmetric fold of second lineation, 3 — other kinds of lineation. Lower hemisphere projection of 22 plots. Area (Va) where plots were made is shown in tabl. Ia

również przy średnich pochyleniach. Kierunek ESE reprezentuje główną kaledońską lineację w Górach Kaczawskich (lineacja b_1 H. Teisseyre'a 1964). Charakterem i kierunkiem różni się od niej wyraźnie nieliczny zbiór lineacji SW; są to fałdy o dość sztywnym charakterze i wyraźnie zaznaczającej się asymetrii północno-zachodniej. Jest rzeczą prawdopodobną, że zbiór ten można utożsamiać z lineacją N—NE, znaną z okrywy granitu Karkonoszy (jednostka Leszczyńca, element Przybkowic). Lineacja ta jest również szeroko rozprzestrzeniona we wschodniej części siodła Bolków — Wojcieiszów (Schwarzbach 1939, H. Teisseyre 1964), gdzie uległa ona zapewne lokalnej rotacji. Nie wątpliwie jest to lineacja wtórna o zasadniczo innym charakterze niż lineacja główna. H. Teisseyre (1964) nazywa ją lineacją b_2 . Nie jest rzeczą pewną, czy mały zbiór na azymucie

północnym reprezentuje jakąś samodzielną lineację, czy też należy go łączyć również z kierunkiem NE—SW. Być może, powstał on w wyniku rotacji lineacji głównej, co sugeruje wielkie koło na wykresie (linia przerywana) i biegun π .

Diagram laminacji Vb (fig. 22) wykazuje bardzo znaczny rozrzut wartości, szczególnie wyraźnie widoczny przy porównaniu go z dia-

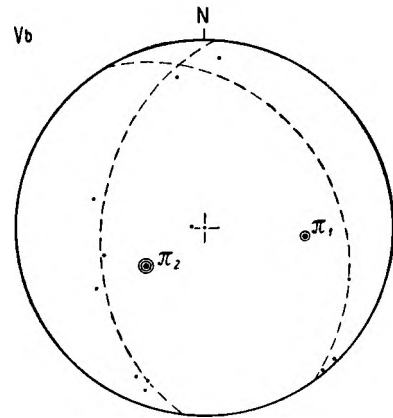


Fig. 22

Diagram punktowy laminacji i złupkowania ślizgowego w skałach jednostki Dobromierza z obszaru Świdnika — Ciechanówki

Projekcja na dolną półkulę 17 normalnych do powierzchni laminacji i złupkowania. Punkt π_1 przedstawia biegun pasa rozrzutu lineacji pierwszej, punkt π_2 — biegun pasa rozrzutu lineacji drugiej. Pasy rozrzutu reprezentują linie przerywane. Obszar (Vb), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Point diagram of lamination and slip cleavage in rocks of Dobromierz unit from the vicinity of Świdnik — Ciechanówka

Lower hemisphere projection of 17 poles to the lamination and cleavage surfaces. Point π_1 indicates the pole of girdle for the first lineation, point π_2 — the pole of girdle for the second lineation. Area (Vb) where plots were made is shown in tabl. Ia

gramem IVb, fig. 20). Zjawisko to można interpretować jako rezultat kolejnych rotacji wokół dwóch osi π_1 i π_2 . O ile oś π_1 wpada w pole rozrzutu lineacji głównej, o tyle oś π_2 leży dość blisko lineacji drugiej. Pozwala to przypuszczać, że obraz widoczny na diagramach Va i Vb jest rezultatem nakładania się dwóch fałdowań — jednego o ogólnym kierunku ESE (główny kierunek kaledoński w Górach Kaczawskich) i drugiego o ogólnym azymucie NE—SW, zapewne późniejszego.

Stosunkowo słabe odkrycie terenu na tym obszarze i bardzo mała ilość pomiarów uniemożliwiają dokładniejsze sprawdzenie powyższych przypuszczeń. Dodać należy, że strefa, w której pojawia się druga lineacja i występ-

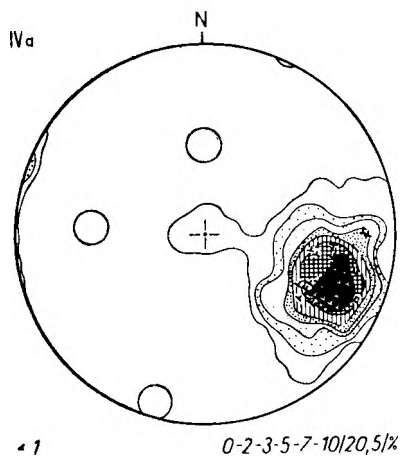


Fig. 23

Zbiorczy diagram warstwiczny lineacji w skałach jednostki Dobromierza z obszaru całych Gór Ołowianych

1 — asymetryczne fałdy lineacji pierwszej, 2 — asymetryczne fałdy lineacji drugiej. Projektacja na dolną półkulę 240 pomiarów. Obszar (VIa), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Total contour diagram of lineation in rocks of Dobromierz unit from the whole area of Ołowiane Góry Mts.

1 — asymmetric folds of first lineation, 2 — asymmetric folds of second lineation. Lower hemisphere projection of 240 plots. Area (VIa) where plots were made is indicated in tabl. Ia

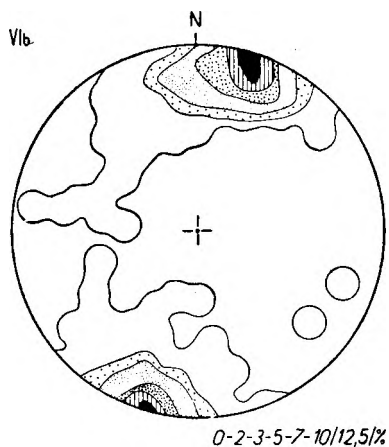


Fig. 24

Zbiorczy diagram warstwiczny laminacji i złupkowania ślizgowego w skałach jednostki Dobromierza z obszaru Gór Ołowianych

Projektacja na dolną półkulę 323 normalnych do powierzchni laminacji i złupkowania ślizgowego. Obszar (VIb), z którego zgromadzono pomiary, jest zaznaczony na tabl. Ia

Total contour diagram of lamination and slip cleavage in rocks of Dobromierz unit from the Góry Ołowiane Mts. area

Lower hemisphere projection of 323 poles to lamination and slip cleavage surfaces. Area (VIb) where plots were made is shown in tabl. Ia

puje szczególnie niestały przebieg laminacji skał, leżała w przedłużeniu tzw. skłonu fleksuralnego wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy. Ten fakt zdaje się mieć decydujący wpływ na występujące tu zaburzenia.

W celu dokonania ogólnej oceny stosunków tektonicznych na obszarze Gór Ołowianych, zestawiono zbiorczo wszystkie pomiary lineacji na diagramie IVa (fig. 23), a pomiary laminacji na diagramie VIb (fig. 24). Bardzo wyraźnie rzuca się w oczy podobieństwo diagramu VIa (fig. 23) do IVa (fig. 19) oraz VIb (fig. 24) do IVb (fig. 20). Spowodowane jest to tym, że na diagramach IVa (fig. 19) i VIb (fig. 20) zgromadzono nieproporcjonalnie wielką ilość pomiarów ze znacznego obszaru. Można stąd wyciągnąć dwa wnioski:

1. Stosunki tektoniczne przedstawione na diagramach IVa i IVb są bardzo typowe dla jednostki Dobromierza na całym obszarze Gór Ołowianych.

2. Pewne zakłócenia tego obrazu, poznane i opisane z obszaru Radomierza oraz okolic Świdnika — Ciechanówki, mają niewielkie i całkiem lokalne znaczenie.

Wnioski te są o tyle ważne, że ani intersekcja ani studium drobnych struktur nie pozwoliły ustalić następstwa warstw w obrębie jednostki Dobromierza na terenie Gór Ołowianych. Odtworzenie zatem stylu tektoniki jest możliwe tylko na podstawie obserwacji drobnych struktur tektonicznych. Zgodnie z tym można by tu przyjąć jako charakterystyczny typ budowy izoklinalne, bardzo wąskopromienne fałdy o przebiegu osi WNW—ESE, pochylające się pod niewielkimi kątami w kierunku wschodnim. Asymetria tych fałdów jest prawdopodobnie północna, podobnie jak asymetria większości drobnych struktur fałdowych (por. diagramy IVa, fig. 19 i VIa, fig. 23). Jeżeli założyc tu wergencję południową, podobnie jak czynią to dla całego południowego pnia Gór Kaczawskich M. Schwarzbach (1939), H. Teisseyre i K. Smulikowski (1953), H. Teisseyre (1956a, b, 1963, 1964), napotyka się pewne trudności interpretacyjne.

M. Schwarzbach (1939) zakłada w Górach Ołowianych lokalną zmianę wergencji na północną, spowodowaną jak twierdzi, miejscową przebudową w czasie ruchów saksońskich. Teza ta wydaje się dość dowolna i słabo udowodniona. Wydaje się natomiast, że opisane wyżej stosunki tektoniczne można traktować jako obraz odwróconego skrzydła fałdu. Jest to jedna z wielu możliwości interpretacyjnych, która tłumaczyłaby panującą północną asymetrię drobnych fałdów, przy ogólnej południowej wergencji. Skrzydło normalne mogłoby

być częściowo zniszczone przez denudację, częściowo zaś obcięte uskokiem śródsudeckim i wskutek tego niedostępne naszym obserwacjom.

Hipoteza powyższa jest oczywiście jedną z wielu możliwych interpretacji, przedstawione obserwacje dotyczą bowiem zbyt małego obszaru, aby w sprawie tektoniki jednostki Dobromierza można się było wypowiedzieć w sposób bardziej pewny.

Należy ponadto podkreślić, że zagadnienie to łączy się w sposób bardzo ścisły z całą problematyką strukturalną siodła Bolków — Wojcieszów. Przeprowadzając w Górach Ołowianych szczegółowe obserwacje tektoniczne i petrograficzne, kierowałem się chęcią znalezienia dla bardzo złożonej i wielokrotnie przebudowanej wschodniej osłony granitu Karkonoszy swoistego „układu odniesienia” wśród słabiej zmienionych i mniej tektonicznie zaburzonych serii skalnych. Nadto należało rozpoznać północne skrzydło uskoku śródsudeckiego aby określić jego budowę.

TEKTONIKA USKOKOWA

Główne fałdowanie wszystkich czterech opisanych jednostek zostało zakończone przed ruchami waryscyjskimi. Wydaje się, zgodnie z poglądami geologów niemieckich, że ruchy waryscyjskie na opisywanym terenie zaznaczyły się raczej powstaniem uskoków oraz odmłodzeniem starszych dyslokacji niż większymi ruchami fałdowymi. Zatem tektonika uskokowa, której wielkie znaczenie przypisywał G. Berg (1912a, 1934, 1938, 1940), miałaby charakter młodszego retuszu na starym obrazie tektoniki. Duża część uskoków przecina kilka kolejnych struktur geologicznych, a nawet kilka jednostek; taki charakter dyslokacji przemawia za ich późniejszym wiekiem w stosunku do fałdowania.

Główny uskoku śródsudecki. Niewątpliwie najważniejszą dyslokacją na opisywanym terenie jest główny uskoku śródsudecki. Został on po raz pierwszy opisany przez G. Berga (1912b). Według tego autora strefa uskoku towarzysząca dolinie Bobru jest jedynie fragmentem dużej dyslokacji sięgającej na zachódzie okolic Gryfowa, a na wschodzie niknącej w okolicach Wieściszowic.

Zdania na temat wieku tej dyslokacji są podzielone. G. Berg (1912b) zwraca uwagę na poważne trudności związane z ustaleniem wieku tej dyslokacji, przypominając jednocześnie, że jest on prawdopodobnie górnokarboński. H. Cloos (1922) przyjmuje, że uskoku ten ma nieco inny przebieg niż na mapach Berga,

a mianowicie że niknie on pod wyższymi poziomami kulmu w okolicach Ciechanowic, co wskazuje jednocześnie na jego przedkulmowy wiek. W. E. Petrascheck (1933a, b) twierdzi, że jest on starszy od górnokarbońskiego okruszcowania w tym regionie. M. Schwarzbach (1939) dużą rolę przypisuje saskońskiej przebudowie tej waryscyjskiej dyslokacji.

Być może, dyslokacja ta ma założenie przedstarowaryscyjskie. Niemniej jednak jej waryscyjska przebudowa jest na tyle silna, że zatarła doszczętnie pierwotny charakter, który dziś może być raczej przedmiotem tylko teoretycznych spekulacji, a nie dociekań udokumentowanych materiałem faktycznym.

Istnienie tej dyslokacji na jej zachodnim odcinku było ostatnio kwestionowane (Gierwlaniec 1956, Schmuck 1957). Ostatnio J. Szalámacha (informacja ustna) na podstawie danych z wkopów twierdzi, że kontakt granitu Karkonoszy z zieleńcami Gór Kaczawskich w okolicach Radomierza jest termiczny, a nie tektoniczny.

Pomimo tych zastrzeżeń istnienie na omawianym terenie dużej strefy dyslokacyjnej oddzielającej fleksuralny skłon okrywy metamorficznej granitu Karkonoszy od jednostki Dobromierza wydaje się nie ulegać wątpliwości. Istnienie termicznego kontaktu pomiędzy seriami kaledońskimi Gór Kaczawskich a granitem Karkonoszy nie przeczy możliwości ani prawdopodobieństwu istnienia strefy uskoku na przedłużeniu powierzchni kontaktowej. Co więcej — jeżeli przyjmiemy, że uskoku może mieć przedgranitowe założenia, wykorzystanie strefy dyslokacyjnej przez intruzję wydaje się być bardzo prawdopodobne.

W żadnej z istniejących odkrywek nie jest widoczna sama strefa uskoku. Brak zatem bezpośrednich obserwacji skłoniło do oparcia wniosków na przesłankach pośrednich, a przede wszystkim na analizie obrazu intersekcyjnego po obu stronach linii uskoku. Wzdłuż skrzydła północnego, na całej obserwowanej długości, towarzyszy uskoku bardzo monotonna seria zieleńcowa jednostki Dobromierza. Odmienna sytuacja jest w skrzydle południowym. Na wschodnim krańcu omawianego terenu ukazuje się spod kulmu element Przybkowic (prawdopodobnie fragment głębszej od jednostki Dobromierza jednostki Bolkowa), dalej skały jednostki Leszczyńca, kolejno jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki, a wreszcie granit Karkonoszy. Należy zauważyć, że skałom tej samej jednostki w skrzydle północnym towarzyszą w skrzydle południowym (postępując od wschodu ku zachodowi) coraz to głębsze elementy.

Opisane wyżej cechy charakterystyczne składają się na obraz uskoku zawiasowego, którego partia zawiasowa przykryta jest kulmem niecki śródsudeckiej. Zachodnia część południowego skrzydła jest silnie uniesiona, a skrzydło północne poziome lub podniesione tylko nieznacznie od strony zachodniej. Obraz ten czytelniej od powyższego opisu tłumaczy zamieszczony blokdiagram (fig. 25). Zgodnie z ostatnimi poglądami J. Oberca (1964) główny uskok śródsudecki jest częścią większego uskoku nożycowego, zwanego przez niego główną sudecką dyslokacją diagonalną. Przedłużeniem tego uskoku w kierunku ESE byłyby szereg dyslokacji ograniczających od północy nieckę śródsudecką. To interesujące przypuszczenie ma jednak na razie słabą podbudowę w stwierdzonych faktach geologicznych.

O ile ogólny charakter uskoku zdaje się nie budzić specjalnych wątpliwości, to stwierdzenie kierunku upadu powierzchni uskokuwej jest zagadnieniem trudnym. Zastosowanie klasycznych metod intersekcyjnych mija się z celem, bowiem towarzyszące temu uskukowi drobne poprzeczne dyslokacje, przemieszczając go, fałszują w znacznej mierze obraz intersekcyjny. Dyslokacje te udało się rozpoznać w sporadycznych raczej wypadkach, tam gdzie strefy uskukowe udostępniono robotami górniczymi lub w przypadku gdy ich przebieg zaburzył wyraźnie intersekcję uskoku i sąsiadujących warstw (tabl. I, II, fig. 7 oraz odkrywki 36 i 37). Można jednak przypuszczać, że powierzchnia uskukowa posiada bardzo stromy upad ku NE.

Uskok Miedzianka — Ciechanowice. Największą z towarzyszących uskukowi śródsudeckiemu dyslokacji jest uskuk Miedzianka — Ciechanowice. Dyslokacja ta, a najprawdopodobniej system równoległych uskuków, ma przebieg prawie dokładnie równoleżnikowy. Uskok Miedzianka — Ciechanowice zaznacza się w sposób najbardziej wyraźny na swoim wschodnim skraju w okolicach Ciechanowic. Widać tam bardzo wyraźne przerzucenie przez tę dyslokację uskoku śródsudeckiego, a następnie równie wyraźnie zaznaczone w w obrazie intersekcyjnym przecięcie fałdu Orliny. Omawiany uskuk wygasa na wschodnim krańcu miejscowości Miedzianka, gdzie zaburzenie obrazu intersekcyjnego jest już znacznie słabiej zaznaczone.

Przebieg uskoku wyznaczony został na podstawie analizy obrazu intersekcyjnego, rozmieszczenia starych robót górniczych oraz występowania brekcji tektonicznych w zwietrzelinie. Wskutek bardzo stromych, prawie pionowych, upadów warstw oraz, jak należy przypuszczać, równie stromego ustawienia po-

wierzchni uskukowej, wpływ na obraz intersekcyjny ma w pierwszym rzędzie pozorny poziomy odrzut uskoku (termin przyjęty za H. Teisseyrem, 1952). Strefa uskukowa nie jest dostępna bezpośredniej obserwacji w żadnej ze znanych odkrywek i dlatego wyznaczanie przybliżonego nawet kierunku i wielkości zrzutu rzeczywistego uskoku jest praktycznie niemożliwe. Powoduje to znaczne trudności w sprecyzowaniu charakteru uskoku Miedzianki — Ciechanowic i w określeniu względnego ruchu obu jego skrzydeł.

Wydaje się, że składowa pozioma ruchu w przypadku tego uskoku ma tak duże znaczenie, że można by go uważać za uskuk listwowy (*strike-slip fault* — Billings 1957, *wrench fault* — de Sitter 1959). Ze względu na brak odkrywek, a tym samym niemożliwość ustalenia względnego ruchu skrzydeł uskoku drogą obserwacji rys ślizgowych, najważniejszych przesłanek do odtworzenia charakteru tej struktury może dostarczyć analiza młodszych odkształceń w okrywie granitu Karkonoszy.

Uskok ten nie był znaczący na dotychczasowych mapach geologicznych jako jednolity system dyslokacji. Przyczyną tego była nie tylko pobieżność obserwacji, ile brak jednolitej koncepcji odnośnie do tektoniki i następstwa warstw w seriach metamorficznych.

Mniejsze uskuki w rejonie Przybkowic i Mniszkowa. Dyslokacje niezwiązane z głównym uskukiem śródsudeckim grupują się w rejonie Mniszkowa na granicy granitu z okrywą oraz w rejonie Przybkowic. Liczne uskuki w rejonie Mniszkowa mają albo wiek pogranitowy, albo też są odmłodzone po intruzji granitu. Niektóre z nich podkreślone są przez żyły kwarcowe (tabl. I i II).

Liczna grupa uskuków o kierunkach od NNE—SSW do ENE—WSW przecina również element Przybkowic. Uskuki te prawdopodobnie mają założenie przedkulumowe, a zostały odmłodzone po osadzeniu się kulmu. Wskazuje na to silniejsze stosunkowo przesunięcie skał metamorficznych elementu Przybkowic niż jego granicy z kulmem (tabl. I i fig. 16). Mają one prawdopodobnie charakter uskuków listwowych.

Uskok Domanowa. Większość geologów niemieckich przyjmowała za E. Zimmermanem (1938, 1913), że północną granicę niecki śródsudeckiej stanowi duża dyslokacja (*Thomasdorfer Sprung*). Koncepcję tę zakwestionował S. Radwański (1952a, b). Wyniki obserwacji polowych A. Teisseyre'a (1966) wydają się potwierdzać istnienie uskoku Domanowa (*Thomasdorfer Sprung*) jako dużej i prawdopodobnie skomplikowanej strefy dyslokacyjnej.

Wydaje się, że dwa uskoki przebiegające pod grubą pokrywą czwartorzędu na zachód od Świdnika (por. tabl. I, II) reprezentują zachodnie przedłużenia uskoku Domanowa.

Obserwacje tektoniczne potwierdzają wnioski wysnute ze studiów petrograficznych, że serie skalne okrywy granitu Karkonoszy wykazują wyraźne ślady wieloetapowego cyklu rozwojo-

wego. Niektóre etapy rozwojowe są dość dobrze rozpoznane i dają się datować. Charakter innych budzi wątpliwości. Pełniejszy pogląd na rozwój tej skomplikowanej struktury mogą dać studia porównawcze poszczególnych jej elementów, uwzględniające zarówno procesy petrogenetyczne jak i tektoniczne. Próba takiej syntezy jest rozdział następnym.

WNIOSKI KOŃCOWE

Zależność procesów metamorficznych od rozwoju tektoniki regionu nie ulega najmniejszej wątpliwości, jednak metody badań petrograficznych różnią się tak znacznie od tektonicznych, że utrudnia to w znacznej mierze związanie określonych procesów petrogenetycznych z różnymi fazami rozwoju tektonicznego regionu. Ponieważ metody tektoniczne dają dość często możliwości ustalenia następstwa deformacji, stworzoną w ten sposób chronologię przyjęto za podstawę do paralelizacji czasowej procesów petrogenetycznych z tektonicznymi.

Jeśli chodzi o taką paralelizację, stosunkowo najbadziej kompletne materiały zostały zebrane z jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. W rozdziale poprzednim wykazałem, że dadzą się tu wyróżnić dwa wyraźne etapy rozwoju tektonicznego:

— fałdowanie główne (fałdy o kierunku ESE—WNW i wergencji południowej);

— rotacja fałdów aż do obserwowanego obecnie stromego ustawienia, związana z powstaniem załomu fleksuralnego, powstanie większości uskoków oraz odnowienie i przebudowa starszych dyslokacji.

Z pierwszym etapem należy wiązać metamorfizm regionalny całej serii. Natomiast etap drugi czasowo i przyczynowo wiąże się w sposób dość ścisły z intruzją granitu Karkonoszy. Wpływ tej intruzji w najbliższym sąsiedztwie kontaktu zaznaczył się w pierwszej fazie powstaniem zespołu minerałów kontaktowych (andaluzyt, kordieryt), zniszczonego w dużym stopniu przez późniejszą diaforezę, którą spowodowały młode ruchy głównie o charakterze dysjunktywnym. Zaznaczyła się ona szczególnie wyraźnie w strefie oddziaływania uskoku śródsudeckiego oraz uskoku Miedzianka — Ciechanowice.

Uruchomienie podczas późnych etapów oddziaływania granitu Karkonoszy dużych ilości składników lotnych (front hydrotermalny) spowodowało lokalną mineralizację, umożliwiając dość dobrą rekrytalizację zespołów mineralnych powstałych na drodze diaforezy. Jakkol-

wiek powstanie fleksury wschodnich Karkonoszy jest procesem prawdopodobnie wieloetapowym, co postulował już J. Oberc (1960b), rozwój swój zawdzięcza ona niewątpliwie głównie ruchom waryscyjskim. Daje to możliwość dość pewnego datowania etapu drugiego.

Czas głównego fałdowania nie daje się określić w sposób pewny. Zdaniem J. Oberca (1960b) jest to starsze fałdowanie przedtakońskie. Wydaje się, że na poparcie tej tezy brak dostatecznie mocnych argumentów. Należy bowiem zauważyć, że fałdy w obrębie jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki mają bardzo podobny kierunek i identyczną wergencję, jak fałdy w południowym pniu kaledonidów kaczawskich (lineacja b_1 , H. Teisseyre 1964). Również kierunki i charakter drobnych struktur tektonicznych wykazują w obu obszarach duże podobieństwo. Strome zaś ustawienie osi fałdów wyraźnie różniące się od spotykanych w obrębie siodła Bolków — Wojcieszów (por. H. Teisseyre 1957, 1963) spowodowane jest waryscyjską przebudową (powstanie fleksury). Jak widać, brak tu danych do wnioskowania o przedkaledońskim wieku metamorfozy tej serii. Nie może być bowiem w tym wypadku rozstrzygający stosunek skał jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki do gnejsów kowarskich. Wiek tych ostatnich, podobnie jak gnejsów izerskich, dotąd nie został określony w sposób nie budzący wątpliwości. Dodać należy, że M. Maška (1954) uważa tzw. kompleks sudecki, do którego należy jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki, za zespół reprezentujący kambro-sylur. Wydaje się, że nawrót do dawnych poglądów geologów niemieckich (Berg 1912c, Cloos 1922, 1925 i inni), uważających skały okrywy Karkonoszy za kompleks kaledoński, daje szereg korzyści w postaci choćby znacznego uproszczenia koncepcji tektonicznych.

Relacje między jednostką Rudaw Janowickich — Śnieżki a wyższą od niej jednostką Leszczyńca nie są zupełnie jasne. Tektoniczny charakter samej granicy nie ulega raczej wątpliwości. Wskazuje na to szereg danych:

1) wzdłuż tej granicy zanotowano szereg bardzo wyraźnych obniżen morfologicznych;

2) w odkrywkach skał jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki w sąsiedztwie kontaktu, nierzadko obserwować można objawy diaforyzy;

3) skały jednostki Leszczyńca w pobliżu granicy wykazują szczególnie duże nasilenie objawów kataklazy i mylonityzacji.

Nie jest natomiast jasne, czy granica ta ma charakter uskoku, czy też jak przypuszcza J. Oberc (1960b) — dużego nasunięcia. To drugie przypuszczenie wydaje się bardziej prawdopodobne. Jednostkę Leszczyńca zbadano wprawdzie na stosunkowo niewielkim obszarze, jednak już i te skromne obserwacje pozwalają na sformułowanie pewnych wniosków:

1) skały jednostki Leszczyńca nie powstały prawdopodobnie z diaforycznej przebudowy amfibolitów jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki;

2) charakter procesów metamorficznych i inwentarz skalny upodabniają tę jednostkę raczej do serii skalnych kaledonidów kaczawskich.

Przyjęcie kaledońskiego wieku fałdowania głównego dla jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki skłania również do rewizji poglądów dotyczących wieku lineacji NNE—SSW, panującej w obrębie jednostki Leszczyńca. Za kaledońskim wiekiem tej lineacji wypowiedział się H. Cloos (1925). M. Schwarzbach (1939) wspomina, że obserwowany przez niego w Górach Kaczawskich kierunek fałdów NNE—SSW przedłuża się na wschodnią część okrywy gra-

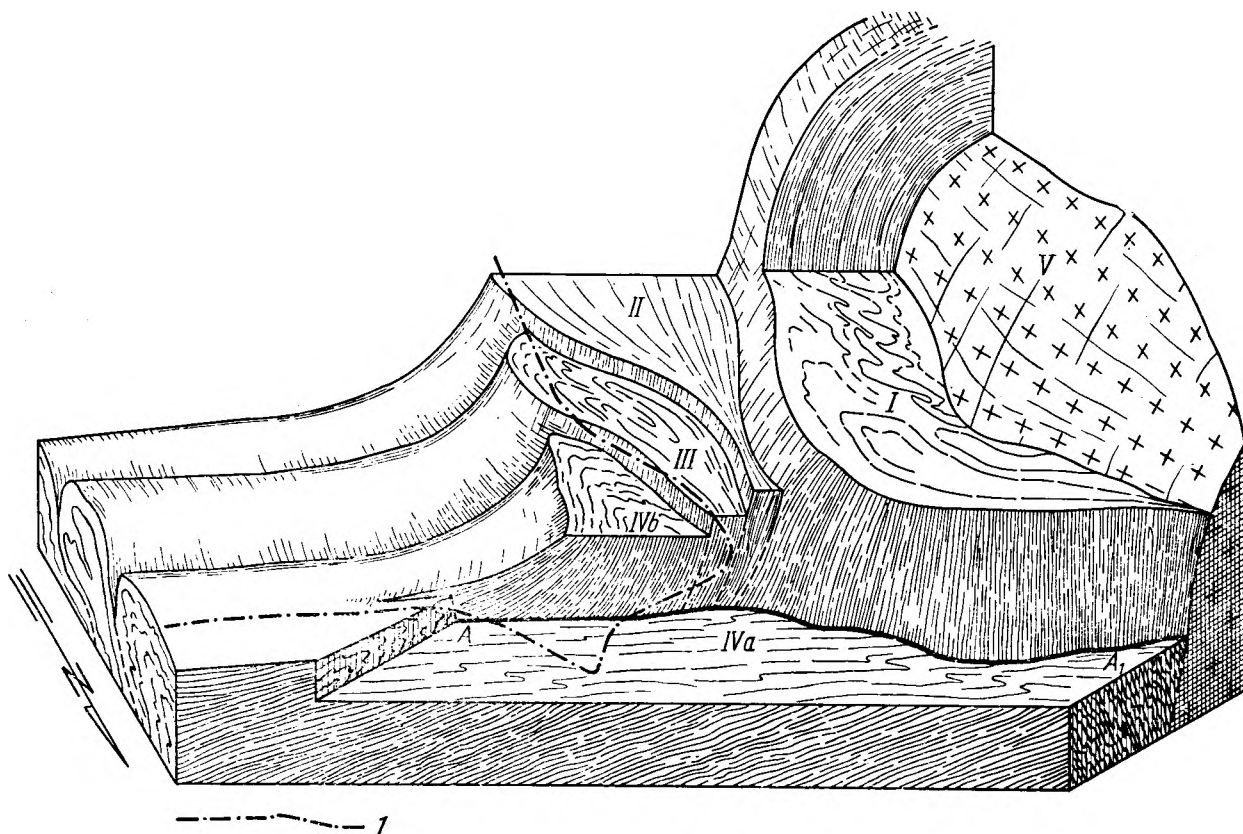


Fig. 25

Blokdiagram okrywy granitu Karkonoszy oraz jednostki Dobromierza w rejonie Miedzianki

I — jednostka Rudaw Janowickich — Śnieżki, II — jednostka Leszczyńca, III — element Przybkowic (fragment jednostki Bolkowa), IV — jednostka Dobromierza: a — obszar Gór Ołowianych, b — hipotetyczne występowanie skał jednostki Dobromierza pod pokrywą kulmu niecki śródsudeckiej, V — granit Karkonoszy, A—A' — główny uskók śródsudecki, 1 — północno-zachodnia granica niecki śródsudeckiej

Block diagram of the Karkonosze granite metamorphic mantle and of the Dobromierz unit from the vicinity of Miedzianka

I — Rudawy Janowickie — Śnieżka unit, II — Leszczyńca unit, III — Przybkowice element (a fragment of Bolków unit), IV — Dobromierz unit: a — area of Góry Ołowiane Mts., b — hypothetical occurrence of rocks of Dobromierz unit below the Culm cover of the Middle Sudetic trough; V — Karkonosze granite, A—A' — main Inner Sudetic fault, 1 — north-western boundary of the Middle Sudetic trough

nitę Karkonoszy. Ostatnio J. Chaloupsky (1958) stwierdził w południowych Karkonoszach obecność dwu krzyżujących się lineacji. Kierunek ESE—WSW zdaniem tego autora reprezentuje lineację *b*, zaś kierunek ENE—WSW posiada cechy lineacji *a*. Obie te lineacje miały powstać w czasie dwu faz ruchów młodokaledońskich. J. Oberc (1960b) natomiast utrzymuje, że jest to młodsze fałdowanie przedkaledońskie.

Nowe możliwości interpretacyjne stwarzają zdaniem autora badania H. Teisseyre'a nad kaledonidami kaczawskimi i ich waryscyjską przebudową. Jak wynika z danych tego autora, lineacja o kierunku NNE—SSW na obszarze południowego pnia Gór Kaczawskich nie jest równoległa z lineacją główną (ENE—WSW), ale ma charakter późniejszy i należy ją raczej wiązać z ruchami starowaryscyjskimi (fazy bretońskiej?). Należy zwrócić uwagę, że lineacja panująca w jednostce Leszczyńca (kierunek NNE—SSW, Oberc 1960a, b) jest równoległa do wtórnej lineacji elementu Przybkowic, nawiązując do kierunku niektórych drobnych struktur w przyległej części Gór Kaczawskich. Oczywiście lineacja obserwowana w tym kaledońskim elemencie nie może być przedkaledońskiego wieku. Lineacja NNE—SSW jest w przybliżeniu równoległa do rozciągłości załomu fleksuralnego wschodnich Karkonoszy i nie można wykluczyć, że jest dość ściśle związana z jego powstaniem.

Jak wynika z przeprowadzonych porównań, elementu Przybkowic nie można paralelizować z jednostką Dobromierza tworzącą grzbiet Gór Ołowianych. Wykazuje on natomiast pewne podobieństwo do niższego elementu, jakim jest jednostka Bolkowa. Pojawienie się jej w takim układzie tektonicznym spowodowane jest

dużą elewacją, związaną z kopulastym wypiętrzeniem granitu wraz z okrywą, której wschodnią część stanowi tzw. załom fleksuralny. Przypuszczać należy, że pierwotny element Przybkowic przed wypiętrzeniem fleksury wschodnich Karkonoszy leżał płasko na jednostce Leszczyńca, komunikując się z główną masą jednostki Bolkowa. Występowanie jednostki Dobromierza pod pokrywą kulmową (fig. 25) jest czysto hipotetyczne i stanowi uzupełnienie powyższego schematu tektoniki.

Rozwój głównego uskoku śródsudeckiego w jego dzisiejszej postaci, tzn. uskoku zawiasowego, związany jest niewątpliwie z powstaniem i rozwojem fleksury wschodnich Karkonoszy. Początkowe etapy rozwoju fleksury przypadają zapewne na starsze fazy bretońskie, natomiast główny etap rozwoju to zapewne faza Gór Kruszcowych, z którą daje się wiązać intruzja granitu Karkonoszy. Późna, saksońska przebudowa uskoku postulowana była przez kilku autorów, a najobszerniej omawiana przez M. Schwarzbacha (1939). Na omawianym terenie brak bezpośrednich dowodów tego rodzaju ruchów, zaś pośrednie dowody morfologiczne przytaczane przez Schwarzbacha wydają się niewystarczające. J. Oberc (1960b) wnioskował o saksońskich ruchach w tym rejonie na podstawie stosunków znanych z południowych Karkonoszy. Najpełniejszych dowodów na znaczenie tej fazy ruchów dostarczyć mogą nowe prace nad kredą niecki śródsudeckiej i rowu Wlenia.

Powyższy rys rozwoju tektonicznego i petrogenety osłony granitu Karkonoszy w jej północno-wschodniej części stanowi koncepcję wymagającą sprawdzenia zarówno w toku dalszych badań nad osłoną granitu Karkonoszy, jak też w korelacji z pracami prowadzonymi w sąsiednich regionach zachodnich Sudetów.

Zakład Nauk Geologicznych PAN
Pracownia Petrografii
Warszawa, kwiecień 1965 r.

LITERATURA

- BARTH T. F. W., 1952 — Theoretical petrology. London.
- BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P., 1939 — Die Entstehung der Gesteine. Berlin.
- BILLINGS M. P., 1957 — Structural geology. 2nd edition. Engelwood Cliffs, New York.
- BERG G., 1911a — Die Naturbrücke an den Rabenstein bei Jannowitz. Wanderer im Riesengebirge.
- BERG G., 1911b — Glaziale Bodenformen westlich von Kupferberg im Riesengebirge. Z. Dtsch. Geol. Ges. 63.
- BERG G., 1912a — Geologische Karte von Preussen und Benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1912b — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1912c — Die krystallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 68.
- BERG G., 1913 — Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der

- Erzlagerstätten. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 74.
- BERG G., 1923 — Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F. 94.
- BERG G., 1934 — Natur und Lagerungsverhältnisse der Quarzitschiefers von Kupferberg (Schles.). *Tschermak's Mitt.* N. F. 4.
- BERG G., 1938 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Ländern. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. Landesanst.
- BERG G., 1940 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten Deutschen Ländern. Blatt Kupferberg. Preuss. Geol. Landesanst.
- BORKOWSKA M., 1959 — Granitoidy kudowskie na tle petrografii głównych typów kwaśnych intruzji Sudetów i ich przedpola. On the granitoids of Kudowa, as compared with the main types of the acid intrusions of the Sudeten Mts. *Arch. miner.* t. 21, z. 2.
- BORKOWSKA M., 1963 — Etude des feldspaths potassiques du massif granitique de Karkonosze (Sudetes, Pologne). *Bull. Soc. Franç. Miner. Cristal.* 86, no. 2.
- BORKOWSKA M., 1966 — Petrografia granitu Karkonoszy. *Petrographie du granite des Karkonosze. Geologia sudetica v. 2.* Warszawa.
- CHALOUPSKY J., 1958 — Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Harrachovem a Dolní Rokytnicí. *Geologische-petrographische Verhältnisse im Isertal zwischen Harrachov und Dolní Rokytnice (Riesengebirge).* Sb. Ústř. Úst. Geol. R. 24. Odd. geol. díl. 1.
- CLOOS E., 1946 — Lineation, a critical review and annotated bibliography. *Mem. Geol. Soc. Amer.* v. 18.
- CLOOS H., 1922 — Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. *Gebr. Bornträger.* Berlin.
- CLOOS H., 1925 — Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). I Spez. Teil. *Das Riesengebirge in Schlesien.* Berlin.
- DYJOR S., 1959 — Zdjęcie geologiczne północno-wschodniej części arkusza Miedzianka. *Rękopis pracy magisterskiej.* Archiwum Katedry Geologii Ogólnej Uniw. Wrocław. Wrocław.
- ESKOLA P., 1914 — On the petrology of the Orijärvi region in southwestern Finland. *Bull. Comm. géol. Finl.* 40. v. 3.
- ESKOLA P., 1950 — Orijärvi reinterpreted. *Bull. Comm. géol. Finl.* 150.
- FAIRBAIRN H. W., 1949 — Structural petrology of deformed rocks. *Cambridge (Mass.).*
- FOLINSBEE R. E., BAADSGAARD H., LIPSON J., 1960 — Potassium-Argon time scale. Report of Intern. Geol. Congress, XXI session, part III. Copenhagen.
- GIERWIELANIEC J., 1956 — Budowa geologiczna północnej okolicy Lubomierza. *Geological structure of the area to the north of Lubomierz.* Biul. Inst. Geol. 106.
- JAROSZEWSKI W., 1963 — Przyczynek do polskiej terminologii geologicznej. *Contribution to the Polish tectonic nomenclature.* Prz. geol. 2.
- JUNG J., 1958 — Précis de pétrographie. *Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives.* Paris.
- JUSKOWIAK O., 1957 — Glaukofanowa facja metamorficzna we wschodnim obrzeżeniu masywu jeleniogórskiego. *Glaucofanous metamorphic facies in the eastern border of the plutonic intrusion of Jelenia Góra (Lower Silesia).* *Kwart. geol.* t. 1, nr 1.
- KLEMM G., 1930 — Untersuchungen über die Nebengesteine der Erzlagerstätten von Kupferberg im Riesengebirge. *Notizbl. Ver. Erdk. Darmstadt.* 5.
- KLOCKMANN F., 1882 — Beitrag zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. *Z. Dtsch. Geol. Ges. H.* 34.
- KOTAŃSKI Z. J., 1955 — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr. *Tentative genetical classification of breccias on the basis of studies concerning the High-Tatric Triassic in the Tatra Mountains.* *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 24, nr 1.
- KOZŁOWSKI S., 1960 — Cios termiczny w dajkach. *Thermal joints in dikes.* *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 30, z. 1.
- KODYM O., SVOBODA J., 1948 — Kaledonská přikrovová stavba Krknoš a Jizerských Hor. *The Caledonian nappe structure of Krknoše and Jizerské Hory.* *Sborn. Stát. Geol. Úst. ČSR.* 15.
- KSIAŻKIEWICZ M., 1959 — *Geologia dynamiczna.* Warszawa.
- KULP J. L., 1960 — The geological time scale. Report of Intern. Geol. Congress, XXI session, part III. Copenhagen.
- LEITH C. K., 1923 — *Structural geology (revised edition).* New York.
- ŁYDKA K., — 1961 — Metamorphic mobilization phenomena in the Culm of the Świebodzice depression (Central Sudetes). *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. geol. geogr.* v. 9, no. 1.
- MAŠKA M., 1954 — K tektonické analýze krystalinika. *Knihovna Ústř. Geol. Úst. sv.* 27.
- MEAD W. J., 1940 — Folding rock flowage and foliate structures. *Jour. Geol.* 48.
- MIKKOLA T., 1955 — Origin of ultrabasics in the Orijärvi region Helsinki. *Bull. Comm. géol. Finl.* 15.
- MILCH L., 1899 — Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. *Neues Jb. Miner. Beil.-Bd.* 12.
- MURAWSKI H., 1943 — Das Kambro-Silur am Nordrand der Innersudetische Mulde. *Geol. Rdsch.* Bd. 34, H. 1.
- NEVIN C. M., 1942 — *Principles of structural geology.* 3d edition. London.
- NIELUBOWICZ R., JASKÓLSKI S., 1957 — Materiały do poznania złoża łupków pirytowych w Wieściszowicach i do jego genezy. *Materials to the knowledge of pyrite shales deposits in Wieściszowice (Lower Silesia) and their origin.* *Prz. geol.* 7.
- NOWAK J., 1927 — *Zarys tektoniki Polski.* Kraków.
- OBERC J., 1960a — Przewodnie rysy tektoniki wschodnich Karkonoszy. *Outlines of the tectonics of eastern Karkonosze.* *Prz. geol.* 1.
- OBERC J., 1960b — Tektonika wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. *Eastern Karkonosze tectonic and their position in the Sudeten structure.* *Acta geol. pol.* v. 10, z. 1.
- OBERC J., 1961 — An outline of geology of the Karkonosze — Izera Block. *Zesz. nauk. U. Wr. Ser. B.* nr 8.
- OBERC J., 1964 — Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów warszajsko-laramijskich. *Main sudetic diagonal dislocation and its significance for position of the Variscan and Laramide synclinaloriums.* *Kwart. geol.* t. 8, z. 3.
- PABST A., 1931 — „Pressure shadows” ...in rocks. *Amer. Miner.* 16.
- PENDIAS H., MACIEJEWSKI S., 1959 — Zbiór analiz chemicznych skał magmowych i metamorficznych Dolnego Śląska. *Chemical analyse of the*

- Lower Silesian Igneous and Metamorphic rocks. Pr. Inst. Geol. 24.
- PETRASCHECK W. E., 1933a — Die Erzlagerstätten des Schlesischen Gebirges. Arch. Lagerst.—Forsch. 59.
- PETRASCHECK W. E., 1933b — Die Vererzung der Sudeten. Mit. Geol. Ges. Wien 26.
- PRZEWŁOCKI K., MAGDA W., THOMAS H. H., FOUL H., 1961 — Age of some granitic rocks in Poland. Geochim. and Cosmochim. Acta v. 26.
- PUMPELLY R., WOLFF I. E., DALE T. N., 1894 — Geology of the Green Mountains Massachusetts. Monogr. of U.S. Geol. Survey 23.
- RADWAŃSKI S., 1952a — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w północnej części niecki śródsudeckiej w roku 1949. Roczn. Pol. Tow. Geol. 22.
- RADWAŃSKI S., 1952b — Paleogeografia i sedimentacja kulumu północnej części niecki śródsudeckiej. Paleogeography and sedimentation of the Culm in the northern party of Intersudetic Basin. Biul. Inst. Geol. 79.
- ROSE G., 1842 — Über den Granit des Riesengebirges. Berl. Akad. Wiss.
- SCHMUCK W., 1957 — Zagadnienie głównego usku ku śródsudeckiego w okolicy Pilchowic. Problem of the main Mid-Sudeten fault in the Pilchowice area. Acta geol. pol. v. 7, z. 1.
- SCHWARZBACH M., 1939 — Die tektonik des Bober-Katzbach-Gebirges. Jbr. Schles. Ges. Vaterl. Kultur. 113.
- SCHWARZBACH M., 1943 — Vulkanismus and Senkung in der kaledonischen Geosynklinale Mitteleuropas. Geol. Rdsch. Bd. 34, H. 1.
- SEREDA-POREBSKA L., 1960 — Gnejsy i amfibolity okolic Leszczyńca. Maszynopis pracy magisterskiej, Archiwum Katedry Petrografii Skał Krystalicznych Uniw. Warsz. Warszawa.
- SHROCK R. R., 1948 — Sequence in Layered Rocks. New York — Toronto — London.
- SITTER L. U. de, 1959 — Structural geology. London, New York, Toronto.
- SMULIKOWSKI K., KOZŁOWSKI R., 1934 — Les roches éruptives des Andes de Bolivie (Etude micrographique). Arch. miner. TNW 10.
- SMULIKOWSKI K., 1952 — Uwagi o starokrystalicznych formacjach Sudetów. The old crystalline formation of the Sudeten Mountains. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 21, z. 1.
- SMULIKOWSKI K., 1956 — Kataklazyty okolic Cieszowa na Dolnym Śląsku (studium petrograficzne). Cataclases in the neighbourhood of Cieszów (Lower Silesia). Biul. Inst. Geol. 112.
- STASZIC S., 1815 — O ziemiurodzynie Karpatów i innych gór i równin Polski. Wznowienie — Warszawa 1955.
- STEC T., WALCZAK W., 1962 — Karkonosze (monografia krajoznawcza) Warszawa.
- SZAŁAMACHA M., SZAŁAMACHA J., 1958 — Uwagi o metamorfozie serii krystalicznych w okolicy Kowar i Niedamirowa. On metamorphism of the crystalline series in the vicinity of Kowary and Niedamirów (Sudeten). Prz. geol. 8/9.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., 1953 — Przekrój przez południową część Gór Kaczawskich w okolicy Bolkowa. Przewodnik do wycieczek XXIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Sudetach w r. 1951. Guide des excursions de la XXIV réunion de la Société Géologique de la Pologne dans les Sudetes en 1951. Kraków.
- TEISSEYRE H., SMULIKOWSKI K., OBERC J., 1957 — Regionalna geologia Polski. T. 3. Sudety, z. 1. Kraków.
- TEISSEYRE A. K., 1966 — Lower Carboniferous breccias on the northern margin of the intra-sudetic basin. Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr. vol. 14, no. 1.
- TEISSEYRE H., 1952 — Intersekcja geologiczna (skrypt PWN). Wrocław.
- TEISSEYRE H., 1956a — Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Świebodzice depression as a geological unit. Biul. Inst. Geol. 106.
- TEISSEYRE H., 1956b — Kaledonidy sudeckie i ich waryscyjska przebudowa. Prz. geol. 3.
- TEISSEYRE H., 1963 — Siodło Bolków — Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledonkiej w Sudetach Zachodnich. The Bolków — Wojcieszów anticline, a representative structure in the Western Sudetes. Pr. Inst. Geol. t. 30, cz. IV.
- TEISSEYRE H., 1964 — Uwagi o ewolucji strukturalnej Sudetów. Some remarks on the structural evolution of the Sudetes. Acta. geol. pol. v. 14, z. 4.
- TEISSEYRE J., 1959 — Skały wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika. The lime-silicate rocks of the Śnieżnik mountains in the Sudetes. Arch. miner. t. 23, z. 1.
- TEISSEYRE J., 1964 — Perydotyt hornblendowy z Janowic Wielkich (Sudety Zachodnie). Hornblende peridotite from Janowice Wielkie (Western Sudetes). Arch. miner. t. 24.
- TILLEY C. E., 1927 — Vesuvianite and grossularite as products of regional metamorphism. Geol. Mag. v. 6.
- TURNER F. J., 1941 — The development of pseudo-stratification by metamorphic differentiation in the schists of Otago, New Zealand. Amer. Jour. of Sci. 239.
- TURNER F. J., VERHOOGEN J., 1960 — Igneous and metamorphic petrology. 2nd edition. New York — Toronto — London.
- WINOGRADOW A., 1954. Mapa stropu plutonu granitowego Karkonoszy między Janowicami Wielkimi a Mniszkowem. Mapa rękopiśmienna z archiwum Przedsiębiorstwa R 1, Kowary.
- WATZNAUER A., 1953 — Zur Frage eines kaledonischen Deckenbaues der Westsudeten. Geologie, Bd. 2, R. 5.
- WEBSKY M., 1953 — Über die geognostischen Verhältnisse der Erzlagerstätten von Kupferberg und Rudelstadt in Schlesien. Z. Dtsch. Geol. Ges. 25.
- WEBSKY M., 1870 — Die Erzführung der Kupferberg-Rudelstädter Erzlagerstätten. Z. Dtsch. Geol. Ges. 22.
- ZIMMER H., 1927 — Der unterste Kohlenführende Culm von Rudelstadt in Schlesien. Maszynopis w archiwum Katedry Geologii Ogólnej Uniw. Wrocław. Wrocław.
- ZIMMERMANN E., 1913 — Aufnahmen in Culm von Blatt Ruhbank und Kupferberg und auf Blatt Bolkenhain. Jb. Preuss. Geol. Landesanst.
- ZIMMERMANN E., 1938 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Ruhbank. Berlin.
- ZIENIUK A., 1960 — Łupki krystaliczne i amfibolity okolic Janowic Wielkich. Rękopis pracy magisterskiej. Archiwum Katedry Petrografii Skał Krystalicznych Uniw. Warsz. Warszawa.
- ZIMNOCH E., 1958 — Złoże rud żelaza kopalni „Wolność” w Kowarach. Iron ore deposit in the „Wolność” — mine at Kowary — Sudeten. Prz. geol. 12.
- ZAK C., 1958 — Budowa i rozwój zachodniego skrzydła niecki śródsudeckiej. Structure and development of the western limb of the intrasudetic basin. Biul. Inst. Geol. 129.

Juliusz TEISSEYRE

GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE METAMORPHIC MANTLE OF THE KARKONOSZE GRANITE IN MIEDZIANKA REGION (WESTERN SUDETES)

Summary

Abstract: On the basis of field investigations, data from pits and trenches dug down to the very bedrock, and the study of metamorphic rocks in thin sections, the present writer has reached the following conclusions:

The rock series of the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit displays several stages of metamorphic transformation which may be correlated with the chief periods of tectonic activity within this region.

It seems quite likely that the high folding of this unit is Caledonian in age.

Preliminary investigations of the Leszczyniec unit suggest its tectonic and lithological differences from the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit.

In the writer's opinion the greenstones and phyllites of the so called „Przybkowice zone” (J. Oberc 1960b, 1961) are a distinct structural element and will be referred to as the „Przybkowice element”. Its greenstones and phyllites are very like the Ordovician members of the rock series of the Bolków unit.

INTRODUCTION

The highly complex region of Miedzianka (ca. 10 miles east of Jelenia Góra) is of notable interest for the study of petrogenesis and structural behaviour of rock series in the Western Sudetes. Detailed field investigations have been carried in an area enclosed by Radomierz in the NW, Świdnik in the NE, Mniszków in the SW and Płoszów in the SE (comp. pl. III, fig. 1).

The Miedzianka mine district (worked since the 14th cent.) and its immediate neighbourhood have since long been the subject of miscellaneous papers. Among the earliest are, doubtless, a brief note by S. Staszic (1815) on rocks of the Karkonosze block, papers by M. Websky (1853, 1870) on the geology of Miedzianka and Rose's (1842) description of the Karkonosze granite. Papers by G. Berg (1911a, b,

1912a, b, c, 1913, 1923, 1934, 1938, 1940) and particularly his petrographic description of this region are of primary importance. The structural problems of this area have also been discussed by H. Cloos (1924) and M. Schwarzbach (1939). An important clue to the tectonics of this region is H. Teisseyre's ascertainment (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957) that the eastern part of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite form a flexural slope along which the metamorphic series dip under the deposits filling the Middle Sudetic trough. Recent papers by J. Oberc (1960a, b; 1961) contain a general description of the macro- and microstructural elements of the region under consideration.

No less than 4 structural units may be

distinguished in the investigated area (see structural sketch in Fig. 2). Going west to east we see there:

1. The western part of the Karkonosze granite.

2. The metamorphic mantle of the granite of Karkonosze; its eastern part is in form of a gentle arc, directed approximately N—S, while in the southern part near Kowary the direction changes to E—W.

They display great structural variability. According to J. Oberc (1960) two structural sub-units may be distinguished here: the inner unit of Rudawy Janowickie — Śnieżka, and the outer unit of Leszczyniec.

In the vicinity of Przybkowice and Ciechanowice there is an assemblage of phyllites and greenstones, very much like rocks typical of the Kaczawa Caledonides. They occur as a lenslike body, in structure and lithology quite distinct from either of the above mentioned

units. The present writer calls it the Przybkowice element.

3. Low grade metamorphic rocks belonging to the Kaczawa Caledonides occur in the northern part of the map. Within the mapped area they are represented only by a thick greenschist series from the Dobromierz unit. Along the Inner Sudetic fault (Innersudetische Hauptverwerfung G. Berg 1912) they border on the Karkonosze granite and its metamorphic mantle.

4. In the west, the metamorphic series are overlaid, with a slight angular discrepancy (S. Radwański 1954) by the Culm which belongs to the clastic series filling the Middle Sudetic trough. Great masses of conglomerates, underlain by the basal sedimentary breccias of the vicinity of Ciechanowice, wedge in tongue-like between the metamorphic mantle of the Karkonosze granite and the metamorphic of the Kaczawa Caledonides.

METAMORPHIC ROCK SERIES

RUDAWY JANOWICKIE — ŚNIEŻKA SERIES

Rocks of the Rudawy Janowickie — Śnieżka series play an important part in the investigated area and are widely spread.

An analysis of the intersection pattern and the observation of microstructures (see the writer's further conclusions) have led to the determination that, in the area here investigated, the Rudawy Janowickie — Śnieżka series is composed of at least two structural elements: the inner folds and thrust folds of Mniszków—Miedzianka, and the outer fold of Orlina. Similar methods have been used the tentative reconstruction of the sequence of strata in this series (tab. 1 of the Polish text). Two amphibole rock groups and two groups of paragneisses and mica schists have been differentiated. Some rock types occur common within two different rock groups and this is clearly shown in tab. 1. In order to avoid repetitions the below given descriptions will not closely follow the sequence listed in tab. 1 of the Polish text.

Lower schists and paragneisses. This rock group does not occur outside the folds and thrust folds of the Mniszków — Miedzianka region. The paragneissic variety dominates over the schists. The paragneisses always display distinct lamination. Quartz, oligoclase, biotite — occasionally partly chloritised — and muscovite are the chief minerals of these rocks; kali feldspars subordinate. And-

alusite, apatite, hercynite and tourmaline are accessory constituents.

Mica-schists occur mainly south of Mniszków. This rock consists mostly of biotite and muscovite, the amount of quartz varies strongly, plagioclase is rare, kali feldspar is an accessory constituent. Veinlets of quartz, micropegmatite, aplite and microgranite occur near the contact with granite (comp. phot. 10).

Amphibole rocks. The lower and upper amphibolites distinguished by the writer were previously differentiated by G. Berg (1912a, 1940). Although on G. Berg's maps (1912, 1940) the lower amphibolites („*Untere Diopsid-führender Amphibolit*") have a different extent than that accepted by writer, this may be explained by contradictory opinions as to the sequence of strata and the structure of the area under consideration. Close similarities of upper and lower amphibolites have been observed by G. Berg, and are confirmed by the writer's investigations. Namely it seems probable that the actual differences among these varieties of amphibole rocks may be largely due to local influences of metasomatism. It is, therefore, thought more convenient to give the description of the rock types resulting from the initial differentiation of amphibole rocks before that of the products of their secondary transformation.

Initial variability of amphibole rocks. Pyroxene amphibolites are the predominant type among the amphibole rocks

of the Orlina fold. In the folds and thrust folds of Miedzianka — Mniszków this variety occurs mainly in the upper amphibolite group.

The pyroxene amphibolites as a rule display distinct alternation of laminae contrasting in mineral composition.

Amphibole from the actinolite — green-hornblende group, and plagioclases, are the chief constituents of the dark laminae. The plagioclases belong to two generations — the older with a 20—35% An content, the younger with 3—7 An per cent. Spene, epidote or zoisite, also pyroxenes are accessory minerals in the dark laminae. In the light laminae pyroxenes of the diopside-hedenbergite group are the chief constituents. Most frequently it is pure diopside $2V\gamma$ ca 60° , z/γ 38 — 43° . In the light laminae pyroxene is accompanied by fairly abundant plagioclase, both of the first and second generation, also by minerals from the epidote group.

Pyroxene-amphibolites often contain minute lenticular masses of the lime-silicate rocks. Pyroxene-amphibolites with garnet or vesuvianite are transitional types from pyroxene amphibolites to lime-silicate rocks. The latter have been classified by the writer as erlans.

The chief constituents of pyroxene-garnet-erlans are ferrosalite (pale green colour with low pleochroism z/γ 40 — 42° and garnet rich in an andratite molecule. The accessory minerals are intensely green hornblende, spene, iron oxides and strongly altered plagioclase, biotite being very rare.

Minor massive amphibolite intercalations have been encountered among pyroxene amphibolites in exposures 9 and 24. Another rare rock variety are the oligoclase-amphibole gneisses known from old heaps (point 311x). They show a coarse-augen structure (comp. phot. 11) and, in addition to hornblende and oligoclase contain considerable amounts of quartz and biotite.

Along with pyroxene amphibolites, biotite amphibolites and biotite-pyroxene amphibolites come next in importance. Their wide distribution has been mapped. They predominate in the lower-amphibolitic group of the folds and thrust folds of Mniszków—Miedzianka, but occur also among the upper amphibolites of that element. In the Orlina fold this variety is present only in the proximity of granite in the north-western margin of the investigated area.

In these varieties, lamination is not so distinct as in the above described pyroxene amphibolites. The chief dark minerals are biotite, green hornblende or actinolite; pyroxenes of the diopside-hedenbergite group are much less frequent here. Plagioclase and quartz are the light minerals. Minerals of the epidote

group are not a common constituent of these rocks. Spene and iron oxides are accessory minerals.

Biotite-pyroxene amphibolites often contain numerous intercalations of garnet-pyroxene erlans strongly resembling those described above.

The origin of biotite, present in biotite amphibolites and in biotite-pyroxene amphibolites, has not been fully clarified. Most likely it is a product of regional metamorphism, topochemical in character. No direct evidence has as yet been found proving that this variety is a result of the biotitisation of pyroxene amphibolites. The presence of reaction rims around hornblende has not been ascertained in these rocks, while minerals whose formation should accompany the biotitisation of hornblende, for example epidote, are but accessory minerals. Yet such structures may have been effaced during strong later recrystallization which is, as a rule, readily discernible both in biotite amphibolites and in biotite-pyroxene amphibolites. Neither can the migration of the excess of Ca and Al be excluded. The geological position of these rocks (proximity of the Karkonosze granite) lends probability to their formation being a result of the biotitisation of other amphibole rocks.

Amphibole rocks changed by soda metasomatism. The blastesis of small roundish albites is a common process in amphibole rocks. The replacement of diopside by actinolite with rims of smaragdite hornblende has been observed in the proximity of albite veinlets. Strong soda metasomatism may change amphibole rocks into albite-amphibolite-chlorite gneisses, found in exposure 36 (comp. fig. 7 and pl. II, phot. 2).

Products of the diaphthoresis of amphibole rocks. Amphibole rocks which had yielded to diaphthoresis are encountered in fault zones, particularly in the Inner Sudetic Fault; diaphthoresis processes change mainly in the mineral composition of the rock while the structural features, for example its distinct lamination, are not, generally, effaced or greatly changed. Diopside is the mineral least resistant to diaphthoresis, next comes plagioclase of the 1st generation (oligoclase-andesine) which yields to distinct saussuritisation. Amphiboles are fairly resistant rock constituents, yet in some cases (of advanced diaphthoresis) they yield to chloritisation when, besides chlorite, certain amounts of epidote, iron oxides and spene are also formed. Epidote is the chief new mineral formed during the process of diaphthoresis, uralite-shaped hornblende is rarer, penninite has been found in

some exposures. Detailed studies of several profiles have helped to determine the diagnostic features in which diaphthorised amphibolites differ from the megascopically similar greenstones of the Dobromierz unit.

Upper schist and paragneisses. The development of this horizon in the Orlina fold differs from that in the folds and thrust folds of Mniszków—Miedzianka. It seems that several processes are responsible for the initial mutability of rocks from this horizon, which led to the present variability noted in this group. The writer has described quartz-mica schists and mica schists, as those less changed, before the leptynites and biotite paragneisses of the Mniszków—Miedzianka fold.

a. Quartz-mica schists with mica schists at the top. Together with the lower amphibolites these rocks form the core of the Orlina fold. Their lamination is very conspicuous. Quartz-mica schists are composed mainly of quartz, plagioclase (not exactly determinable), biotite and muscovite; iron oxides, tourmaline and sphene occur as accessory constituents. Towards the top this rock type passes into mica schists. The transition is gradual, without a sharp boundary, being realized by a decrease in the quartz content. Along with the decreasing quartz content the occurrence of such minerals as andalusite and nests of sericite which are most likely a product of its decomposition is here more frequently noted. In the proximity of the Inner Sudetic fault, mica schists grade into phyllonites as an effect of diaphthoresis. Exposure 36 contains a variety of very strongly albitized schists. They are called here the mica-albite gneisses (comp. fig. 7).

b. Leptynites* with biotite paragneisses at the top. These rocks are a representative type of the upper schists and paragneisses in the folds and thrust folds of Mniszków—Miedzianka. The rocks defined by the writer as leptynites were called *quartzite schists* (Quarzitischefer) in G. Berg's earlier papers (1912a, b, c). In his later papers Berg (1934, 1938, 1940) used to supplement this term with „leptite” (in brackets). J. Oberc (1960b) was probably correct when he stressed that, in view of the considerable kali-feldspar content, these rocks should be regarded as gneisses, and, therefore, be called the *Miedzianka gneisses*. The present

* „Leptynite is a rock composed of quartz and alkali felspar; it is poor in micas and amphiboles but often contains garnet. Though generally of a massive structure it displays a regular bedding fissility. Leptynite is a name commonly used by French petrologists, granulite being its Anglosaxon equivalent while leptite is used in the Scandinavian nomenclature” (after J. Jung 1958).

writer thinks that regional names should be confined to the particular structural elements and suggests „leptynite” as the name for these rocks.

They are extremely fine-grained, indistinctly laminated, nearly massive. Quartz and kali feldspar are the chief rock constituents, micas are less common. Brown biotite and muscovite are the predominant mica varieties, green biotite is less frequent. Biotite is occasionally chloritised. Plagioclase (20—23% An content) is very rare here, while andalusite is a fairly common constituent. The mineral composition of leptynites is shown in table 2 of the Polish text. Leptynites from the vicinity of Mniszków are known to contain garnet and diopside, occasionally hornblende, too; these are probably passage forms of erlans. Towards the top, leptynites grade into biotite paragneisses. The latter display distinct lamination, occasionally a fine-grained augen structure. Quartz, oligoclase (18—22% An content) and biotite are the chief constituents of biotite paragneisses; kali feldspar and muscovite are rare. Green tourmaline, zircon and andalusite are accessory minerals.

Summing up of observations and remarks on petrogenesis. The above given sequence of layers, illustrated by descriptions of rocks, permits to be drawn some petrogenetic conclusions. The metamorphosis of rocks from the Rudawy Janowickie — Śnieżka series is sufficiently advanced to efface — at least in the investigated area — all traces of initial rock textures. Their mineral composition seems greatly changed, too, in any case there is no evidence at all to inspire some suggestions concerning the initial (relic) character of the individual minerals or mineral groups. It seems probable, however, that their frequently distinct lamination may represent its initial bedding, preserved or even accentuated under conditions of metamorphosis. In the complete absence of textural or mineral relics special caution should be exercised when speculating on the initial nature of these rocks. Their later metamorphic transformations provides surer ground for discussion.

Since the particular rock types will be discussed according to the above given sequence of strata, the lower schists and paragneisses are the first to be here dealt with. The lack from these rocks of distinct signs of metasomatic processes reasonably suggests that they are products of the regional metamorphism of shales, arcoses, in the first place of siltstones and greywackes. G. Berg's (1912c) opinion on that subject is similar. Problems related to the origin and metamorphic transformations of

amphibole rocks are more complex. G. Berg (1912c), M. Schwarzbach (1943) and J. Oberc (1960b) regard these rocks as orthoamphibolites. This opinion raises many doubts. A number of facts cannot be satisfactorily explained if it be accepted that initially amphibolites were dyke- or volcanic rocks with massive texture. It seems that the distinct and regular lamination of these rocks represents the initial bedding which was preserved or even accentuated by metamorphic differentiation. The garnet-pyroxene erlan intercalations, so common in the complex of amphibole rocks, probably owe their origin rather to ferruginous-dolomitic marls than to any magmatic rocks. Moreover, it might be stressed here that rocks from the Orijärvi region, closely resembling the amphibolites from the Rudawy Janowickie — Śnieżka series, have been identified as para-amphibolites (comp. Eskola 1914, 1950; Mikkola 1955).

Amphibole rocks, particularly the diopside amphibolites, occupy large areas within the investigated region and display considerable thickness. The interpretation of all these rocks as metamorphic transformations of marls — analogically with the suggestions of the above cited Finnish geologists — does not seem quite justified. The writer is rather inclined to suppose that in this case we are dealing with a changed pyroclastic sediment, probably containing fairly large lime and marly admixtures. The rather few massive varieties may possibly represent changed magmatic rocks, while varieties rich in pyroxene and garnet initially occurred as lenses of limestones or ferruginous dolomitic marls.

Mica schists and mica-quartz schists of the Orlina fold probably represent metamorphosed argillaceous deposits. The origin of leptynites can be hardly determined. The complete lack of relics of initial textures or structures forbids any reliable suggestions whether, according to G. Berg (1938) these are rhyolites, or arkoses. So far no evidence has been obtained to confirm the conception of S. Dyjor (1959) and J. Oberc (1960b) that leptynites are granitised rocks in origin.

Many rock types, particularly amphibole rocks, display mineral paragenesis characteristic of the amphibolite facies. Most likely the regional metamorphism of the Rudawy Janowickie — Śnieżka series occurred under conditions corresponding to that facies. The later retrograde metamorphosis involved in a varying degree the complete occurrence area of these rocks, its strongest manifestation being distinct diaphoresis which affected the zone of young faults. These metamorphic changes were probably caused not only by a simple

change in the confining pressure and a decrease in temperature or temporary increase in stress, but also by mobilization of a considerable amount of water solutions.

The side-by-side occurrence of kali feldspar and andalusite in the lower schists and paragneisses, first of all in leptynites calls for fuller discussion. In Turner's opinion (Turner and Verhoogen 1960) these minerals occur in equilibrium under conditions of the pyroxene-hornfels facies. This reliably indicates marked high-temperature changes of the type of thermal metamorphism. The latter is most likely connected with the intrusion of the Karkonosze granite, as was already accepted by G. Berg (1912b, c). The only observation reasonably suggesting the occurrence of kali metasomatism is the sporadic presence of adularia veinlets. On the other hand, changes connected with soda metasomatism have a sound documentation. The above summary shows that the metamorphic transformations of the Rudawy Janowickie — Śnieżka series were realized in several stages and that they have pretty close connections with the structural development of the discussed region. From the following chapters it will be seen that a detailed analysis of the structural relations adds new and essential elements to our petrogenesis scheme.

LESZCZYNIC SERIES

The rather small area where the rock series of the Leszczyńiec unit has been investigated did not allow the writer to draw any conclusions regarding the sequence of rock units.

Greenstones. Greenstones are the most common rock type of the Leszczyńiec series within the investigated area. They form a rock assemblage probably varying in origin. In many cases they are magmatic, with the initial texture and structure effaced by kinetic transformations, and the mineral composition altered by metamorphic processes. They occur in association with rocks pyroclastic in origin. The chief constituents of greenstones are quartz and minerals from the chlorite group, while albite, epidote and carbonates are subordinate.

Rather massive rocks with poor cleavage or without cleavage correspond to the first genetic variety here discussed. Under the microscope they reveal a cataclastic or mylonitic texture. Relics of ophitic or porphyritic texture are very sporadic.

Another rock variety may be detected under the microscope which lacks all relics of magmatic textures but is, as a rule, more or less distinctly laminated. Alternating laminae,

some millimetres in thickness, occur here containing varying amounts of albite with thin laminae of chlorite. Chlorite is accompanied by iron oxides, epidote, occasionally by carbonates. The chlorite flakes have no preferred orientation. The supposedly initial lamination of this rock is often destroyed by cataclasis. This lamination probably represents the preserved initial bedding of rock. The second variety of rock is most likely represented by changed tuffs or tuffites.

The two above varieties which are detectable under the microscope — though with some difficulties in cases of strong cataclasis or mylonitisation — are hardly distinguishable in field investigations and, therefore, are classed together in the here attached map.

Transformed volcanic and dyke rocks. Among the greenstones of the Leszczyniec series the occurrence is noted of lenticular rocks whose volcanic or dyke origin is doubtless. They are megascopically distinguishable by their massive appearance; under the microscope they show fairly well preserved relic textures. The rocks that have been distinguished here are metabasalts, massive amphibolites and metarhyolites. The latter are the least transformed rock variety. Relic porphyric texture is here readily discernible. Distinct fracture cleavage is a secondary feature of the metarhyolites. These rocks contain phenocrysts of euhedral quartz and albite, inserted in fine-grained matrix composed of quartz, albite, sericite and penninite.

Metabasalts are with a well preserved relic porphyric texture, fracture cleavage being here on the whole well developed. The mineral composition of these rocks underwent important changes, all the mafic constituents were transformed into minerals of the chlorite or epidote group, the plagioclases were strongly saussuritised.

Massive amphibolites occasionally display relic ophitic texture. Fracture or slip cleavage is relatively seldom well developed. Albite and green hornblende are the chief constituents of these rocks, epidote occurs in minor amounts, calcite, chlorite and iron oxides are accessory minerals.

Marbles. Marbles are rocks of pure sedimentary origin. They have been found here only in two exposures. They are calcite, strongly silicified rocks.

Cataclastic quartz-albite gneisses. Cataclastic quartz-albite gneisses occur in the western margin of the investigated area. In areas lying farther south these rocks are much more widely distributed. On the whole

they do not display distinct gneissic structure but cataclastic textures are megascopically visible. They consist mainly of quartz and albite; hornblende, epidote and penninite occur in subordinate amounts. Their origin has not been reliably clarified.

Petrogenetic conclusions. The following conclusions may be drawn from the petrographic observations in the Leszczyniec series:

a. Among rocks of the Leszczyniec series relic textures, particularly of the blasto-ophitic and blasto-porphyric type are fairly frequent.

b. Distinct cataclasis and mylonitisation are frequent, being an important process in the development of rocks in this series.

c. Rocks of the Leszczyniec series differ in the nature of metamorphic processes from the rock series of Rudawy Janowickie — Śnieżka. Their formation occurred in the greenschist facies, some of them contain paragenesis typical of the epidote-albite amphibolite facies.

Neither the massive amphibolites nor other rocks of the Leszczyniec series contain any mineral relics of the high grade metamorphic facies;

Diaphthorised amphibolites, known from the Rudawy Janowickie — Śnieżka series, in texture and structure differ conspicuously from rocks of the Leszczyniec series.

Moreover, it is evident that the character of metamorphism and the rock types from the Leszczyniec series come closer to the low metamorphic greenstone series of the Kaczawa Caledonides than to the rock series of Rudawy Janowickie — Śnieżka which were metamorphosed under high grade metamorphic conditions. Leszczyniec series are a low metamorphosed spilite — keratophyre suite of the initial Caledonian volcanism.

PRZYBKOWICE SERIES

This name has been assigned to a greenstone assemblage accompanied by phyllites in the vicinity of Przybkowice and Ciechanowice. The rocks here were already by G. Berg (1912b) regarded as the older Palaeozoic sequence. That author (1912, 1938), as well as later geologists referred the above rock assemblage to the greenstones which formed the mountain range called Góry Ołowiane, but this does not seem quite correct to the present writer. After analysing the intersection pattern of the Przybkowice element he has accepted the concept that

greenstones represent the bottom of the rock sequence while phyllites occur at the top.

Greenstones. The greenstones are a rock assemblage consisting of transformed dyke- and volcanic rocks, probably also of tuffs and tuffites, partly transformed.

Metatrachytes with extremely well preserved relic porphyric texture are referable to the transformed dyke rocks. Epiamphibolites are another rock variety, probably derived from transformed diabases, as is suggested by occasionally preserved relics of ophitic texture. The chief constituents of epiamphibolites are albite-saussurite, actinolite or chlorite and epidote. Distinctly laminated quartz-chlorite schists (see pl. VII, phot. 2) probably represent transformed tuffites. It is, however, difficult to determine the origin of the nearly monomineral epidote rock known from exposure No. 62.

Phyllites. In the Przybkowice element, phyllites are a widely distributed rock type. They are distinctly laminated; under the microscope they display well preserved blastopelitic, blasto-aleuritic or blastopsammitic texture. They are but slightly metamorphosed, the transformation of clay minerals into sericite being in these rocks the chief metamorphic process.

Petrogenetic conclusions. The above observations suggests that the Przybkowice series is a rock assemblage which displays low grade metamorphism corresponding to conditions of the greenschist facies, in some cases of the epidote-albite amphibolite facies. Rocks of the Przybkowice element differ from those of the Leszczyńiec series, and slightly from the greenstone series which formed the mountain range now known as the Góry Ołowiane. In the writer's opinion the Przybkowice series comes closest to the Ordovician members of the Bolków unit.

GREENSTONES OF GÓRY OŁOWIANE

Only a part of the Dobromierz unit lies within the investigated area. This is a large structural element embraced by the Bolków — Wojcieszów anticline (H. Teisseyre 1956). The mountain range called Góry Ołowiane is built entirely of greenstones of the Dobromierz unit and the associated rock types. This series is extremely monotonous. It consists almost exclusively of greenstones. The laminated varieties hereafter referred to as greenschists predominate among the greenstones in the investigated part of the Dobromierz unit.

Greenschists. These rocks are characterized by regular alternation of laminae con-

trasting in mineral composition. Chlorite and epidote are the chief minerals of the dark laminae, actinolite is rarer; in the light laminae quartz and albite, sometimes calcite, predominate. Iron oxides are accessory minerals in this rock type. The distinctness of their lamination, also the presence of such minerals as calcite, and detritic quartz, reasonably suggest their derivation from transformed tuffs or tuffites.

Metamorphosed dyke- and volcanic rocks. Contrary to greenschists, the massive greenstones often contain relics of magmatic minerals or textures. Therefore, they are described as metamorphosed magmatic rocks. These rocks seem to have been desintegrated during tectonic movements into a number of lenticular bodies (comp. fig. 5 and the writer's further conclusions). The consequential separation in the attached maps of greenschists from massive greenstones of volcanic or dyke origin proved practically impossible. The only zones the writer succeeded to separate are those where the occurrence of metamorphosed dyke- and volcanic rocks is particularly great.

Metadiabases have the widest distribution. On the whole they have very distinct slip cleavage. The ophitic relic textures are rather rare. In most cases they are entirely effaced by cataclasis and mylonitisation. Examples of the megascopic and microscopic appearance of the texture of these rocks are shown in pl. I, phot. 2 and pl. V, phot. 2.

Albite, chlorite, and minerals of the epidote group are here the chief rock constituents. Augite relics are fairly frequent, for example in exposure 128 they are among the chief rock-building minerals. Sphene and iron oxides are accessory minerals. Diabases are often accompanied by rocks ultramylonitic in character. These are probably strongly mylonitised rigid rocks, volcanic or dyke in origin; the mylonitic processes are never so far advanced within the more plastic greenschists. Metadacites and meta-andesites are less numerous. They have been found only in exposure 277. These two rock varieties display a fairly conspicuous porphyric relic texture. Oligoclase (20% An content) containing phenocrysts or microlites in the matrix in the chief rockbuilding mineral, along with it occur sericite, chlorite, iron oxides, and quartz within the dacitic varieties.

Metabasalts are a rock variety known only from exposure 396. It displays excellently preserved amygdaloid texture (Pl. VII, phot 1). The chief minerals in this rock are saussuritised plagioclases, partly chloritised augites, penninite, sericite and epidote. Iron oxides and sphene are accessory minerals. All in all this is not a much

transformed rock and does not exhibit many signs of metamorphism.

Crystalline limestones. Crystalline limestones crop out in abandoned quarries on the south-western slopes of the Bóbr valley. Pure carbonitic varieties are now seldom encountered; varieties containing numerous epidote or epidote-chloritic laminae are markedly more frequent; most likely these are transitional varieties grading in to greenschists.

Phyllites. Phyllite intercalations, fairly frequent but always very thin (some inches only) are quite subordinate in the Dobromierz series.

Observations and genetic conclusions. The rock assemblage in the Dobromierz unit investigated within the mountain range of Góry Ołowiane, (in lithology similar

to other areas occupied by that unit) has the nature of a low metamorphic series related to initial volcanism. This is proved directly by the metamorphosed volcanic and dyke rocks, while large masses of distinctly laminated greenschists probably represent tuffs or tuffites. The whole greenschists series within the Góry Ołowiane Mts. suggests conditions of the greenschist facies and sporadically only those of the epidote-albite amphibolite facies. Fairly numerous mineral relics of augite indicate that equilibrium was not attained here.

It is interesting to note that the Dobromierz series differs enough in character not to be comparable with the lithological assemblage of the Przybkowice element. Hence within the flexural slope of the Karkonosze country rock the Przybkowice element represents another unit of the Kaczawa Caledonides.

NON-METAMORPHIC ROCK SERIES

The above discussed metamorphic rock series occur within a large area of the investigated region. In view of the main purpose of this paper they are of primary interest to the writer. The non-metamorphic rock series is most useful in the estimation and determination of the relative age of the younger tectonic deformations, also of the influences of the younger (Variscan) metamorphosis and metasomatism. For these reasons the non-metamorphic rocks have been dealt with rather perfunctorily. The rock series that will be discussed are as follows:

- Lower Carboniferous — the sedimentary Culm sequence of the Middle Sudetic trough;
- Upper Carboniferous — Karkonosze granite;
- Younger dyke rocks — partly connected with the Karkonosze granite;
- Quaternary deposits.

LOWER CARBONIFEROUS

Culm sequence of the Middle Sudetic Trough. The Lower Carboniferous deposits from the eastern margin of the investigated area are developed in the Culm facies and belong to the Middle Sudetic trough. In the intersection pattern they are wedged in between the metamorphic country rocks of the Karkonosze granite and the Kaczawa Caledonides.

A number of lithological varieties, probably representing the successive horizons of the Lower Carboniferous series, have been distin-

guished on the attached map in the Culm sequence of the Middle Sudetic trough, since they contain no index fossils, the correlation of this series may be based solely on lithological features.

Below are given the distinguished lithological varieties of the Culm sequence, beginning with the oldest members: a) sedimentary breccias and basal conglomerates; coarse-grained sedimentary breccias rest directly on metamorphic rocks; towards the top they grade into coarse-grained conglomerates; b) siltstones and greywackes at the top delimit the coarse-grained breccia and conglomerates series. They form a large lenticular intercalation, about 900 m. in length and about 80 m. in thickness; c) medium and coarse-grained conglomerates overlie the just described lens of siltstones and greywackes. As compared with the basal conglomerates their bedding is much more distinct.

Development of the Culm sequence. As has been previously postulated by S. Radwański (1952b) the sedimentary breccias are probably petrified slope debris, while the conglomerates are most likely a product of sedimentation of piedmont alluvial fans. Siltstones and greywackes are probably limnic in origin (Zimmer 1927; Radwański 1952b). The above notes evidently do not exhaust all the problems connected with the formation of the Culm series. These interesting questions do not, however, fit into the scope of the present paper.

UPPER CARBONIFEROUS

Karkonosze granite. Rocks belonging to the Karkonosze granite occupy the whole western margin of the investigated region which represents but a small part of the occurrence area of this rock. The first papers on the subject of the Karkonosze granite date back to the middle of the 19th century (Rose 1842).

No new petrographical or structural investigations have been made by the present writer within the occurrence area of the Karkonosze granite, his work being restricted here to sketch maps of a small terrain and some field observations. After G. Berg (1912b, 1938) the following are the varieties distinguished by the writer while mapping: porphyritic granite, even-grained granite, and fine-grained granite with isolated feldspar phenocrysts. The range of occurrence of the particular varieties differs here somewhat from that given by G. Berg (1912a, 1940).

Origin and age of granite. So far, neither the magmatic origin nor the Variscan age of the Karkonosze granite has raised any doubts. The most recent investigations concerning the absolute age of this granite (Przewłocki, Magda, Thomas, Faul 1961) have resulted in its more accurate dating: 304 million years by the K/A method and 292 million years by the Rb/Sr method. According to more up-to-date opinions (Folinsbee, Bandsgaard, Lipson 1960, Kulp 1960) this approximately corresponds to the Upper Carboniferous.

The space relation between granite and the metamorphic mantle is shown in the lithostratigraphic map of the area in table II A, and supplemented by the morphological sketch map of the top of the Karkonosze granite (fig. 9). The latter indicates that in the vicinity of Miedzianka and Janowice Wielkie the top surface of the granite dips gently under the metamorphic mantle while southwards the dip of the top surface of granite gradually steepens.

YOUNGER DYKE ROCKS

Dyke rocks completely lacking distinct metamorphic transformations have been described by the writer as the younger dyke rocks. Most probably they are all post-Caledonian in age. Some are quite intimately connected in age and origin with the granite intrusion. The microgranite- and aplite dykes belong to the latter. The connection of rhyolites and quartz veins with the granite intrusion is less evident and their age should be dated as post-granitic

(they cut the granite). Moreover, the genetic relations of diabase dykes and the peridotite neck are not sufficiently clarified. The exact age of these rocks can be hardly determined.

Microgranites and aplites. Described by G. Berg (1923, 1938), mainly from the well exposed parts of the Karkonosze granites, in the area under consideration they form veinlets transecting the metamorphic mantle rock of the granite. Microgranites differ from granites in markedly finer granulation, their mineral composition being the same. Aplites are distinctly poorer in biotite, the presence is noted of garnet, sometimes of muscovite. The contact of the microgranite vein with paragneiss is shown in pl. V, phot. 2.

Quartz veins. Numerous veins of the coarse-grained milky quartz are encountered throughout the investigated area. The largest are shown in the map.

Rhyolites. Rhyolites are the most widely spread group of dyke rocks. In some cases the length of rhyolite veins exceeds 1.5 km. Under the microscope they display a random or fluidal structure and porphyritic texture. Phenocrysts of quartz and plagioclases (albite-oligoclase) are frequent, those of biotite rare. Owing to strong kaolinisation the mineral composition of the matrix is very seldom recognisable.

Diabases. G. Berg (1912b) called these rocks lamprophyres. Under the microscope they display a fairly distinct ophitic or intersertal texture. Plagioclases are strongly altered and indeterminate. All the mafic constituents have been altered into an aggregate of carbonates and minerals from the chlorite group. The age and genetic relations of that rock have not been clarified. Most probably it is younger than the regional metamorphism in adjacent rocks.

Hornblende peridotite. This rock occurs in the Popiel hill, NNE of Janowice Wielkie. G. Berg (1912b) classified it as uralite serpentine. It consists of olivine, hornblende, serpentine. Magnetite and picotite are here the accessory minerals of peridotite. The above mineral composition reasonably suggests that the term *hornblende peridotite* is more correct than the old name used by G. Berg. A detailed description of this rock and its genetic relations are given in another paper by the present writer (J. Teisseyre 1966).

QUATERNARY DEPOSITS

Quaternary mantling rocks occur throughout the mapped area, occasionally as covers of

considerable extent. They have been partly included in the map (some parts are without the Quaternary cover). Holocene fluvial mater-

ial has been distinguished here, while the Pleistocene mantling rocks have not been separated from the genetic point of view.

TECTONICS

One of the primary aims of this paper is to trace the structural features in the area under consideration, as well as tentatively to determine the interdependence of the tectonic and petrogenetic processes.

As has been mentioned, there are several stages in the petrogenetic processes, particularly in the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit. Earlier geologists (Berg 1912a, 1934, 1938; Zimmermann 1937; Schwarzbach 1939; Radwański 1954; Żak 1958) give a description of features which also suggest the polyphasic development of tectonics within the investigated area. H. Teisseyre was, however, the first fully to discuss this problem in numerous articles published between 1957 and 1963 on the remodelling of old structures in the Western Sudetes during younger orogeny, particularly the Variscan. As regards the eastern part of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite, H. Teisseyre (Teisseyre, Smulikowski, Oberc 1957, p. 242) suggested that, in accordance with the earlier literature, it should be discussed as a transverse flexural slope along which rocks of the Sudetic nappe dip below the sediments filling the Middle Sudetic trough. Hence, the intersection pattern in this part of the Karkonosze country rocks is connected with later flexural remodelling rather than with the initial folding. H. Teisseyre's concept was accepted by J. Oberc (1960a, b; 1961) and by the present writer.

A number of facts indicating that the metamorphic mantle of Karkonosze granite had been strongly remodelled after the high folding, have stressed the importance of the younger tectonics movement within the area under consideration (Variscan and Saxonian movement). Particularly valuable suggestions may be provided by structural investigations of the area of the Karkonosze granite and rocks of the Middle Sudetic trough which are, doubtless, younger units than the metamorphic series. The structural methods used in the area under consideration consist in as accurate as possible mapping of the whole area; the material from exposures being supplemented by observations from pits and trenches, by detailed observations of microstructures, as exact as possible a determination of their origin, and the transfer of the resulting data onto maps and diagrams. These

detailed investigations have led the writer to the revision of some conceptions of a general nature.

OBSERVATION OF CLEAVAGES

Microscopic and megascopic observations of cleavages in the here described area permit the determination of the genetic relations of these forms. The most complete development of these cleavages has been observed in mica schists from exposure 36 which consist of alternating mica- and quartz laminae. Drag folds occur in the mica laminae. In case of strong remodelling of these folds, cleavage is observable. This process is shown in fig. 3 which is a somewhat generalized picture of features visible in exposure 36. Similar forms are also observed in phyllites of the Przybkowice element (comp. Pl. III, phot. 1).

The preliminary stage of the above discussed deformation consists in the disintegration of mica flakes along the synclinal and anticlinal bends of microfolds (*a*, *b*). Slip movement (*b—c*) occurs along the weakened surfaces. Movement along the slip plane causes reduction of the overturned portions of folds (*d*, *a*) that occur as narrow mica streaks arranged along the slip planes (*e*). As a result the mica laminae are transected by a system of slips oblique to lamination. This process, seldom reaches the termina stage. Its various stages are observable in the same sample at a distance of some ten millimetres. In this case we are dealing with a fairly close interdependence of drag folds and slip cleavage, the cleavage planes being sub-parallel to the axial plane of microfolds.

During disjunction and movement, the angle between initial lamination and slip cleavage ($\angle \alpha$), becomes more acute than that between lamination and the axial plane of folds at the beginning of this process. The structure thus formed has all the features of slip cleavage.

The above observations do not fully coincide with the general statement made by Mead (1940): „*Shear cleavage*”, although commonly

* „*Slip cleavage*” and „*shear cleavage*” are by most authors regarded as synonyms.

found in folded rocks is not a consequence of folding", or with R. R. Shrock's (1948) conclusions: „Hence the structure cannot be used to determine the tops and bottoms of folded beds”.

On the other hand, the writer's own observations reasonably suggest that R. R. Shrock's (1948) „shear cleavage” or P. Billings's (1957) „slip cleavage” may develop with preferred orientation in relation to the drag folds, hence probably also in relation to the high folding.

Forms similar in character are described by L. U. de Sitter (1959) pp. 94—97.

In view of the above, Mead's and Shrock's doubts would apply rather to individual cases of slip cleavage which are not caused by high folding but by later stresses.

Similar doubts can also be raised concerning other types of cleavage from areas polygenetic in character.

Moreover, it is interesting to note that slip cleavage here occurs in similar dependence on the axial plane of folds as that generally assigned to crystallization cleavage. Shrock's „flow cleavage (1948), Billing's (1957) „slaty cleavage”.

Field observations, particularly those from the Przybkowice element and the Dobromierz unit, have provided certain analogies suggesting that a much-larger-scale development of similar structures is also possible. Transformed dyke- and volcanic rocks occur in the two above units. Mineral, textural and structural relics leave no doubt as to their origin. As a rule these rocks have a fairly distinct tendency to divide by cleavage planes (comp. pl. I, phot. 1, 2). Detailed microscopic investigations permit one to determine that cleavage here consists of closely spaced slip planes with more or less distinct mylonitisation or cataclasis. Occasionally almost the entire rock is transformed into ultramylonite. In several cases it has been noted that the cleavage thus formed is accentuated by post-mylonitic blastesis of actinolite or of minerals from the chlorite group. Nevertheless, this is slip cleavage.

Observations made within the Przybkowice element, as well as those, by far more numerous, from the Dobromierz unit, indicate that the above cleavage is sub-parallel to the lamination of the adjacent clastic or pyroclastic rocks. This feature is particularly striking in the Dobromierz unit which, within the investigated area, is characterized by strong isoclinal folding. Since slip cleavage in massive rocks is subparallel to the bedding of adjacent rocks forming the limbs of folds, its direction in consequence conforms with the axial plane of folds.

The interdependence here found resembles the previously described relations of microfolds and slip cleavage (comp. fig. 3). In the writer's opinion slip cleavage in massive rocks probably develops a somewhat different way than that in layered rocks, hence the interdependence differs, too. This problem will be discussed later in more detail.

The mechanism of the formation of slip cleavage in layered rocks will be discussed first, since this problem is well known from handbooks and numerous monographs. Fig. 5 shows the mechanism of the formation of cleavages which result from shear stress (i. e. slip cleavage and fracture cleavage) in layered rocks. Here the origin will be observed of only one (as a rule) system of cleavage planes, parallel to the $F-F^I$ section of strain ellipsoid. This is so because, on the whole, the stress represented by section $F^{II}-F^{III}$ is released on the bedding planes which, as a rule, represent the direction of minor mechanical competition. Hence, it is not readily discernible as the effect of its work only accentuates the initial bedding of rocks.

A number of minor factors, such as the mechanical properties of the rock, the nature and intensity of movements, etc. decide whether cleavage parallel to section F^I-F represents the fracture- or the slip type of cleavage. In case of slip cleavage the angle between cleavage and the bedding of rock, originally acute, may be still reduced owing to continuous movements. This does not, however, in any sense, limit the general rule that angular discrepancy of the initial bedding and cleavage is always fairly conspicuous.

The next point to be discussed here is the mechanism of the development of slip cleavage in a rock which, because of its massive structure, doesn't display directions of weaker mechanical resistance.

For the sake of simplification of the picture, sill will be considered here, being a form of volcanic rock nearest to a rock layer. It is noteworthy that when a couple is at work in that rock body, planes parallel to section $F^{II}-F^{III}$ of the strain ellipsoid have a better chance of development, since the slip planes thus formed are very close to the force direction. In bedded rocks stresses are released along the stratification planes — even when the stresses do not work exactly in the bedding plane of the rock. Volcanic rocks with massive structure are a mechanically isotropic body. This does not, however, fully account for the parallel cleavage of secondary origin of these rocks in relation to the initial lamination of adjacent rocks sedimentary in origin.

Accepting the strain ellipsoid not as the cardinal but as an auxiliary scheme may perhaps possibly more satisfactorily explain the above mentioned problems. The strain ellipsoid disregards a number of important factors; among them the nature of the mechanical anisotropy of adjacent rocks is of primary importance. Markedly well laminated greenschists indicate an evidently mechanically anisotropic medium stresses originating in the tuffs or tuffites or in their close proximity are released along the lamination planes of planes parallel to them. A hypothetical illustration of these speculations is given in fig. 4. It shows the process of the dismembering of intrusive rock bodies into separate lenticular masses whose outlines and internal preferred orientation exhibit the same direction as the surrounding rocks. This would completely efface all signs of the initial shape of the magmatic body. Similar phenomena have been long known and have been described on the example of deformed quartz veins.

REGIONAL STRUCTURAL CHARACTERISTICS

Three chief structural units have been distinguished in the metamorphic mantle of the Karkonosze granite: Rudawy Janowickie — Śnieżka unit, the Leszczyniec unit, (according to J. Oberc 1960b) and the Przybkowice element. Moreover, north of the Inner Sudetic fault within the investigated area — there is also the unit Dobromierz, one of the main structural elements of the Bolków — Wojcieszów anticline. The most important structural features of the older units formed of metamorphic rocks will be described below. The Culm sequence of the Inner Sudetic fault and the Karkonosze granite will be discussed only from the aspect of their connections with the older structural features.

1. Unit of Rudawy Janowickie — Śnieżka. Rocks of the above unit are rather widely spread within the area here described. The observation of structural microforms reliably suggests that microfolds — often resembling drag folds — and wrinkling are here the chief types of lineation (comp. pl. II, photos 1—2). The linear elongation of minerals is only of local importance and most likely it was not caused by high folding but by later faulting. The observation of lineation has proved a most useful tool in solving the structural problems of the unit Rudawy Janowickie — Śnieżka (see diagram Ia, fig. 11). This diagram shows a distinct ESE lineation maximum

at a plunge angle of ca. 50°. A comparison of the lineation diagram with the lamination diagram leads to the conclusion that the dispersion of lamination poles is due to folds whose axes are very near to the lineation maximum. In other words, the lineation in the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit is the so called *b* lineation in Sander's meaning of the term. A particular examination of the intersection pattern of the above unit (comp. maps in table II A) reasonably suggests that it may be interpreted as the intersection pattern of obliquely and abruptly plunging axes. Hence, the pattern seen on the map is rather that of an oblique section. A fuller interpretation of these structural features is given in blockdiagram in fig. 13.

A detailed analysis of the geological surface picture has suggested to the writer the separation of two structural elements: the inner one, called the folds and thrust folds of Mniszków — Miedzianka, and the Orlina fold previously distinguished by J. Oberc (1960b). The latter element was interpreted by G. Berg (1934) as a horst. The shape of the folds and thrust folds of Mniszków—Miedzianka can be most readily traced by the trend of leptynites in the intersection pattern of the map in table I. The core of the Orlina fold is indicated by a large body of mica schists and lower amphibolites found W and NW of the village of Orlina. The intersection pattern and the asymmetry of minor folds both indicate a S—SW movement sense of folds within the investigated area of Rudawy Janowickie — Śnieżka unit. The determination of the direction sense of movement of folds and chief structural elements has permitted a tentative reconstruction of the sequence of strata in the unit Rudawy Janowickie — Śnieżka (table 1 of the Polish text).

2. Unit of Leszczyniec. The scarcity of observations and measurements of minor structures does not permit either the plotting of diagrams, a revision of earlier views, or a tentative new interpretation of the structure of this unit. The observations made so far can only suggest that the role of cleavage is much more important in the unit of Leszczyniec than in the unit of Rudawy Janowickie — Śnieżka.

3. Element of Przybkowice. Two systems of intersecting lineation have been found in several pits and trenches within the element of Przybkowice. The two lineations are represented by minor folds or wrinkling. The shape of the linear structures probably indicates that they are not the result of simultaneous cross folding but rather of two

successive deformations. The same features are seen distinctly in the point diagram of lineation (IIa, fig. 14). The assemblage of the abruptly plunging, ESE—SE directed linear structures apparently exhibits not only geometric but also genetic connections with the main lineation of the unit Rudawy Janowickie — Śnieżka. In every probability the development of this lineation is closely related to the high folding. If we accept that the axes of the high folds abruptly plunge ESE—SE, we may interpret the intersection pattern of the Przybkowice element as 2 digitations of a recumbent fold whose axis was secondarily abruptly plunged. The core of fold is composed of greenstones and covered by the overlying phyllites. The above given analysis accounts for the hypothetical sequence of strata. The assemblage of the abruptly plunging linear structures, directed NEN—NE, seems to be a younger system and probably connected with the remodelling by a flexural bend of the eastern part of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite.

4. Unit of Dobromierz. Relatively numerous observations and measurements have been made of the various tectonic microstructures of the Dobromierz unit.

The lineation diagram (VIa, fig. 23) shows a distinct maximum, directed ESE, at plunge angles of ca. 15—25°. In this diagram relatively few measurements are rather strongly dispersed. Separate lineation diagrams have been plotted for the vicinity of Radomierz (diagram IIIa, fig. 17), and of Świdnik and Mt. Ciecchanówka (diagram Va, fig. 21). Within these areas the fairly monotonous structure of

the whole unit seems to have been somewhat disturbed. In the vicinity of Świdnik — Mt. Ciecchanówka these disturbances may be related to the remodelling of the Karkonosze country rocks by the oblique flexural bend, (the second lineation observed there fairly closely resembles the second lineation of the Przybkowice element). The linear deviations from the main trend in the vicinity of Radomierz are probably caused by a strong transversal elevation (oral communication by H. Teisseyre).

Apart of the disturbances which are rather local in character, the main lineation within the investigated part of the Dobromierz unit is directed ESE and plunges gently at angles from 15 to 25°.

A recapitulation of the above observations has led the writer to the following conclusions:

— the main lineation within the investigated part of the Dobromierz unit is probably Caledonian in age, similarly as lineation b_1 distinguished by H. Teisseyre (1964);

— a comparison of the lineation and lamination diagrams from the Dobromierz unit, particularly of diagrams IVa and IVb, (fig. 19, 20) and VIa and VIb (fig. 23, 24) suggests that the folds of the Dobromierz unit are isoclinic in character;

— the extremely monotonous character of the rock series, almost exclusively composed of different varieties of greenstone rocks, greatly impedes any attempt at the reconstruction of the sequence of strata. For the same reason a more adequate knowledge of the structure of the Dobromierz unit within the investigated area doesn't seem possible at least for the time being.

GENERAL CONCLUSIONS

The geological investigations of the east part of the country rock assemblage of Karkonosze have provided copious observation material. These studies, however, undertaken by various authors at different times, often call for a detailed revision. Numerous conceptions and inferences advanced by the individual authors are contradictory. The present paper is an attempt at a new correlation of petrogenetic and structural problems concerning the eastern mantle of the Karkonosze granite. Since it is restricted to the northernmost and seemingly the most complex part of that region, the conclusions given below should not be extrapolated onto the whole eastern part of the

metamorphic mantle of the Karkonosze granite.

On the ground of his own material as well as on data from the literature the writer has reached the following conclusions:

1. The particular stages of the petrogenetic development of the unit Rudawy Janowickie — Śnieżka may be assigned to several periods of its structural evolution. The regional metamorphism of the rock series here is probably contemporaneous or pene-contemporaneous with the high-folding, while the thermal metamorphism may probably be associated with the intrusion of the Karkonosze granite, as was previously suggested by G. Berg

(1912b, c). Diaphthoresis, very distinct within some parts of the Rudawy Janowickie — Śnieżnik unit, is due to faulting and other movements connected with the Variscan remodelling of the Western Sudetes.

2. The main lineation of the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit exhibits a close resemblance with the main lineation of the Dobromierz unit. Moreover, its trend is very much like the so called lineation b_1 from the Bolków — Wojcieszów anticline (comp. H. Teisseyre 1964). The markedly steeper plunge of the main lineation in the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit is probably a secondary feature caused by the flexural bend of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite, as has been previously suggested by J. Oberc (1960b). Since the folding of the just mentioned unit is closely connected with this lineation, its age is probably the same as that of the high folding of the Kaczawa Caledonides. The supposition of J. Oberc (1960b) as to the pre-Cambrian age of the main folding of this unit, is however, hardly tenable. Moreover, many German and Czech geologists share the opinion that the high folding and the metamorphism of all the eastern country rocks of the Karkonosze Mts. are Caledonian in age.

3. Observations made so far indicate that the Leszczyniec unit differs from the Rudawy Janowickie — Śnieżka unit not only in its structural features, but also in lithological assemblage and type of metamorphism. The chief Leszczyniec rock types come much nearer to the greenstone series of the Kaczawa Mts. than to the rocks of Rudawy Janowickie — Śnieżka which exhibit a high grade metamorphism. Moreover, it is interesting to note the resemblance of the cataclasites of Cieszów (Smulikowski 1956) with the quartz-albite cataclastic gneisses of the Leszczyniec unit.

4. The first lineation of the Przybkowice element probably corresponds with lineation b_1 in the Caledonian units of the Bolków — Wojcieszów anticline (comp. H. Teisseyre 1964), being most likely young-Caledonian in age.

The second lineation is probably connected with a flexural bend remodelling of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite and may be synchronous with lineation b_2 of the Kaczawa Caledonides. H. Teisseyre's suppositions concerning the old-Variscan age of lineation b_2 throws some light on the age of the second lineation in the Przybkowice element. The rock assemblage of the Przybkowice element differs from rocks of the Dobromierz unit. Moreover, the phyllites and greenstones of the Przybkowice element resemble the Ordovician members of the rock series of the Bolków unit.

5. Most of the faults of the Miedzianka region was formed or rejuvenated during the Variscan, possibly also the Saxonian movements. The writer thinks that within the investigated area the Inner Sudetic fault (G. Berg 1912b) is a hinge — shaped fault with rotational movement. The southern limb of this fault is probably uplifted in its western portion while the northern limb has remained in an unchanged position or is only slightly elevated in the same direction. The writer's inferences concerning the nature of the Inner Sudetic fault closely resemble those of J. Oberc (1964). The latter's interpretation of that fault postulates that it is a part a great scissor-shaped fault with rotational movement. The fault of Miedzianka — Ciechanowice or, more exactly a set of parallel faults, has not been adequately investigated. Most probably it is a set of wrench faults, possibly Variscan in age, which is genetically connected with the remodelling by flexural bend of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite. The assemblage of minor faults in the vicinity of Mniszków as well as another set of minor faults in the vicinity of Przybkowice apparently exhibit the features of wrench faults. Neither of these fault assemblages is, however, of much significance in the structural character of the here considered region.

The writer hopes that further investigations covering a larger area may confirm the correctness of the here discussed concepts.

The Research Centre of the Geological Sciences of the Polish Academy of Sciences
Laboratory of Petrography
Warszawa, April, 1965

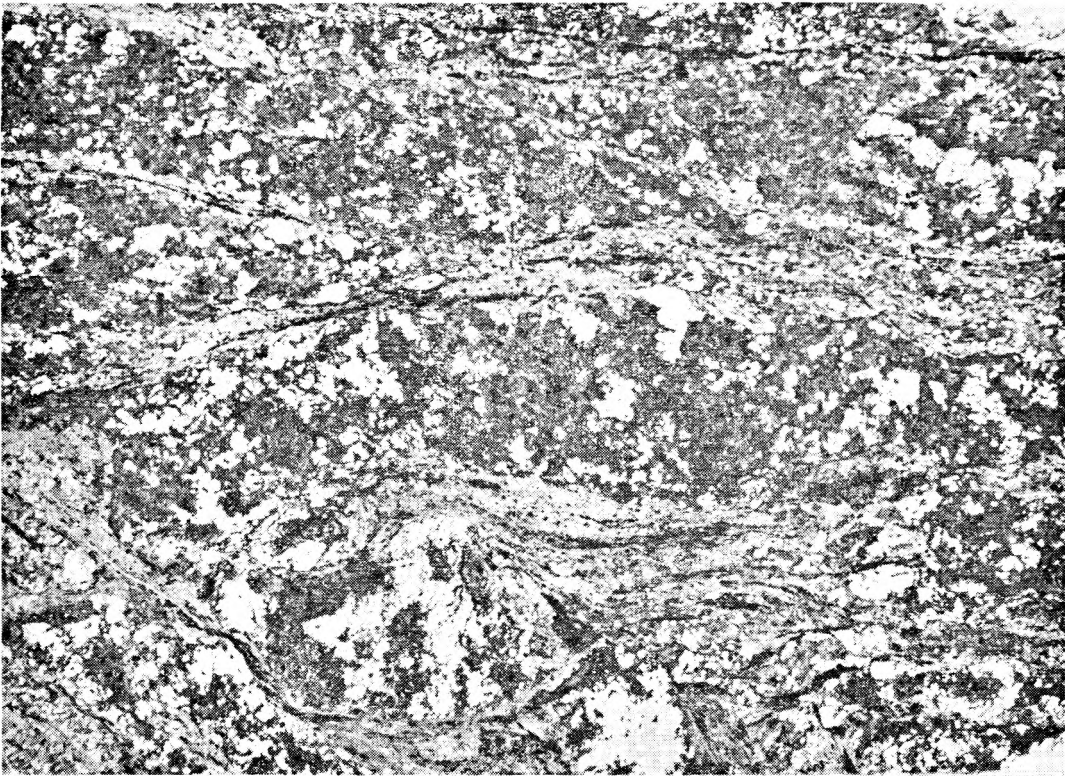
PLANSZA I
PLATE I

Fot. 1. Złupkowanie ślizgowe w masywnych amfibolitach jednostki Leszczyńca. W pierwotnie masywnej skale powstał system powierzchni ślizgowych, wzdłuż których rozwinął się zespół minerałów wtórnych, takich jak chloryt, kalcyt, epidot i tlenki żelaza. Doprowadziło to do powstania „wtórnej laminacji”. Próbką pochodzi z odkrywki 14. Bez analizatora. Pow. $\times 5$

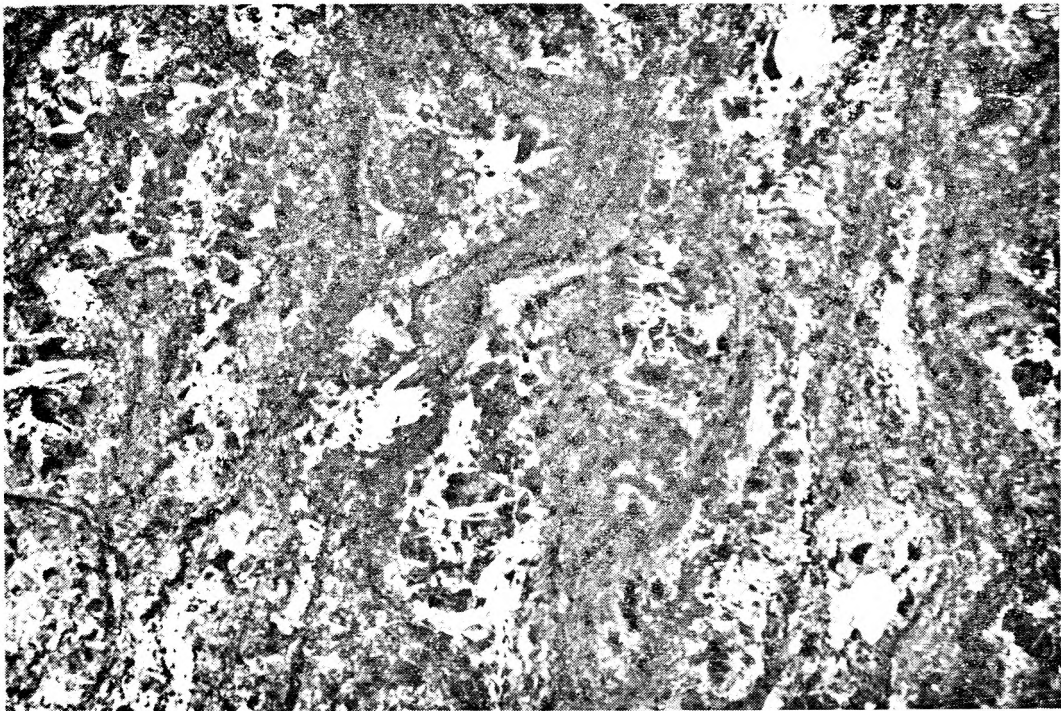
Slip cleavage in massive amphibolites of Leszczyniec unit. In the initially massive rock a set of slip planes is formed along which develops an assemblage of secondary minerals, such as chlorite, calcite, epidote and iron oxides. Slip cleavage leads to the development of „secondary lamination”. The sample was taken from exposure 14. Ordinary light. Magn. $\times 5$

Fot. 2. Złupkowanie ślizgowe w metadiabazach jednostki Dobromierza. Widoczne są spore porfiroklasty augitu, miejscami z relikdami struktury ofitowej. Są one mechanicznie rozbite i rozwleczone kierunkowo (por. pl. V, fot. 1). Próbką pochodzi z odkrywki 128. Bez analizatora. Pow. $\times 9$

Slip cleavage in metadiabases of Dobromierz unit, showing fairly large augite porphyroclasts, locally with relics of the ophitic texture. They are mechanically desintegrated and directionally dragged. Comp. with pl. V, phot. 1. The sample has been taken from exposure 128. Ordinary light. Magn. $\times 9$



Fot. 1



Fot. 2

Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

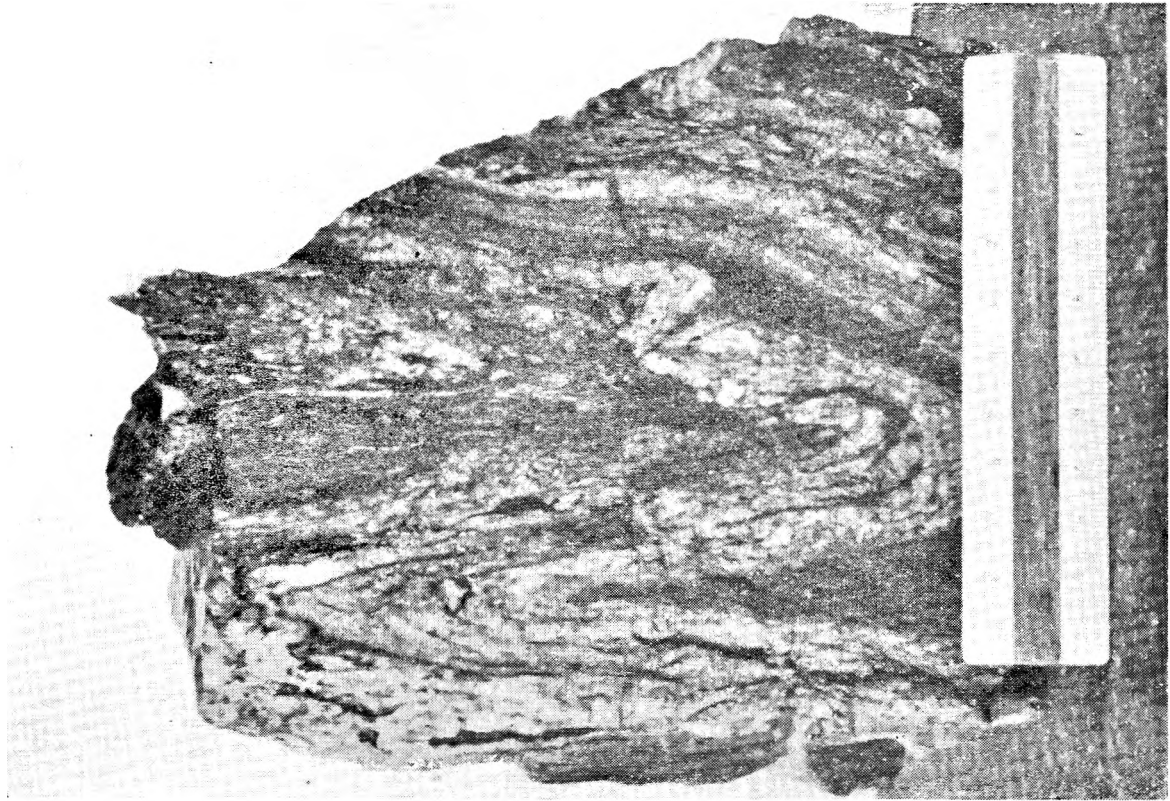
PLANSZA II
PLATE II

Fot. 1. Drobne fałdy w gnejsie amfibolowo-chlorytowo-albitowym z odkrywki 36 (filtr ciemnopomarańczowy)

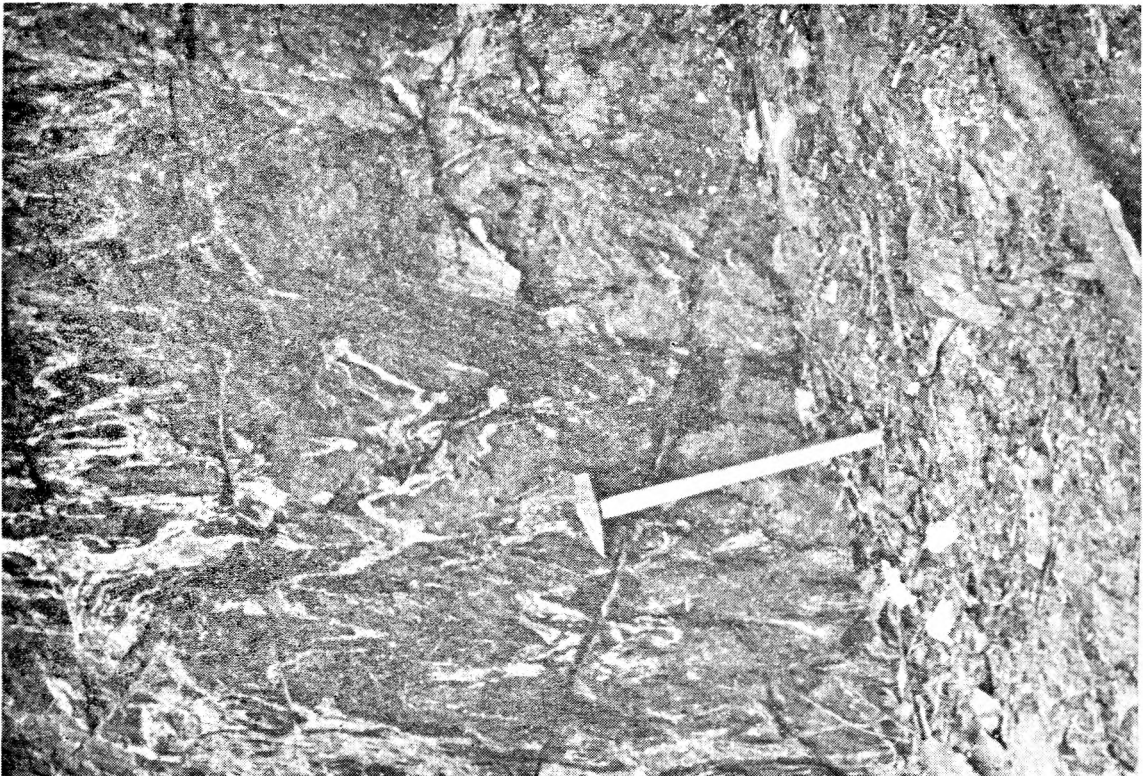
Minor folds in amphibole-chlorite-albite gneiss from exposure 36 (dark orange filter)

Fot. 2. Intensywne sfałdowanie laminacji w amfibolitach piroksenowych z jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Luźny blok z sąsiedztwa odkrywki 49 (filtr jasnoczerwony)

Intensively folded lamination in pyroxene amphibolites from Rudawy Janowickie — Śnieżka unit. Block from proximity of exposure 49 (light-red filter)



Fot. 1

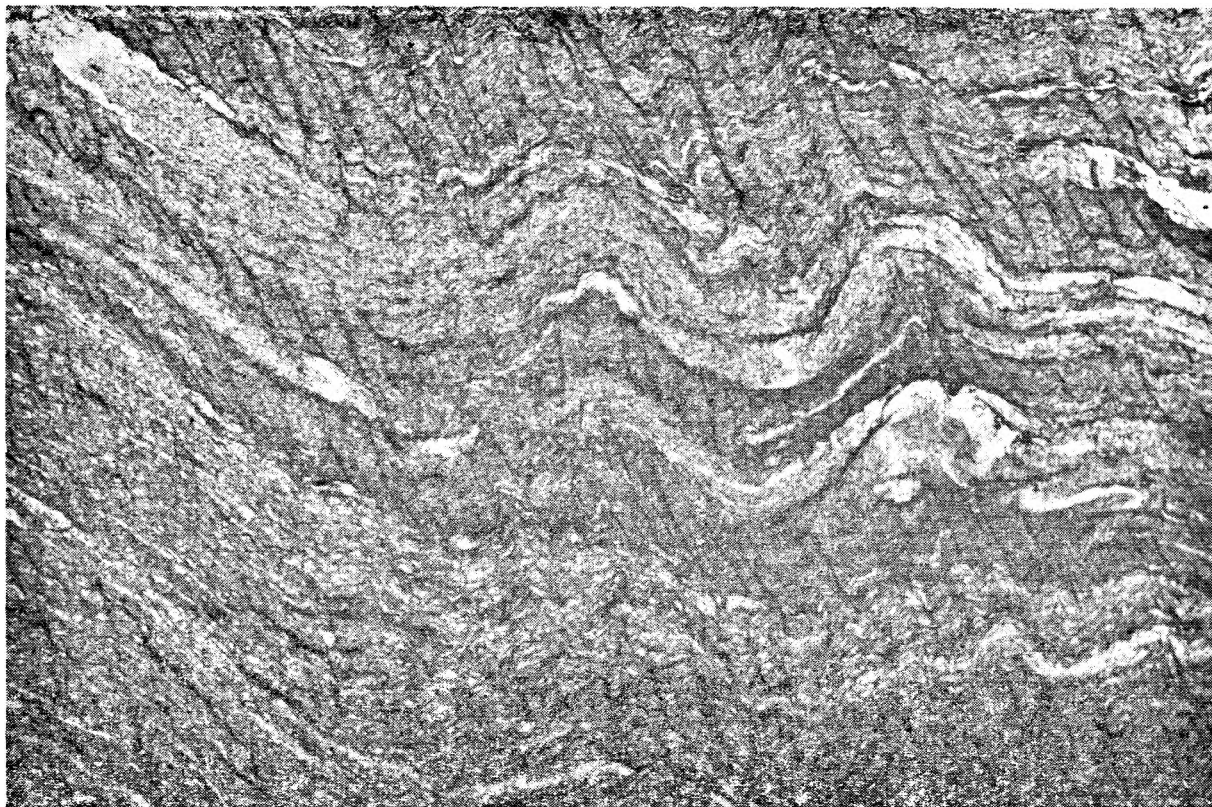


Fot. 2

Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

PLANSZA III
PLATE III

- Fot. 1. Drobne fałdy i złupkowanie ślizgowe w laminowanym fyllicie z elementu Przybkowic. Próbka ze zwietrzeliny. Bez analizatora. Pow. $\times 8$
Minor folds and slip cleavage in laminated phyllite of the Przybkowice element. Sample from débris. Ordinary light. Magn. $\times 8$
- Fot. 2. Fałdy ciągnione o asymetrii północnej w laminowanych zieleńcach jednostki Dobromierza. Orientację ściany odkrywki pokazano strzałkami. Średnica monety służącej za skalę porównawczą — 29 mm. Odkrywka 183
Drag folds showing northern asymmetry in greenschists of Dobromierz unit. Orientation of exposure wall is indicated by arrows. Coin used as a scale of comparison is 29 mm. in diameter. Exposure 183



Fot. 1

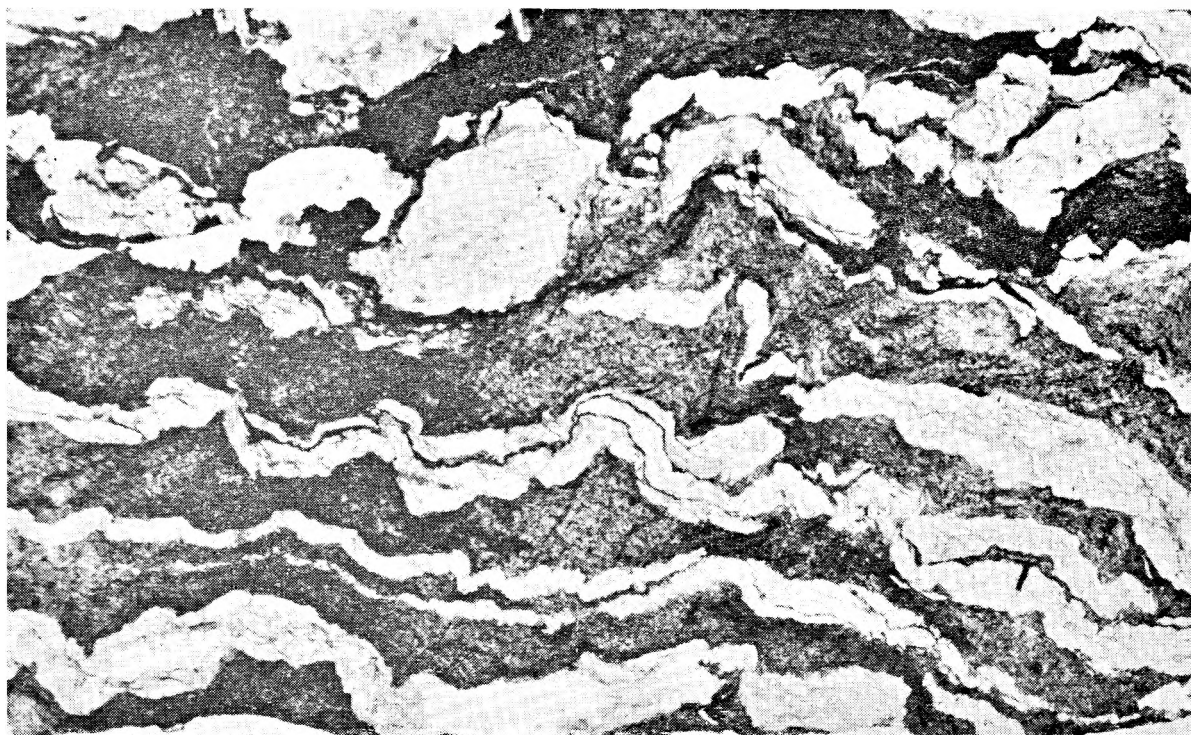


Fot. 2

Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

PLANSZA IV
PLATE IV

- Fot. 1. Drobne fałdy w laminowanym zieleńcu z jednostki Dobromierza. Wyraźnie widoczna zmienna asymetria oraz dysharmoniczny charakter poszczególnych fałdów. Próbka pochodzi z odkrywki 282. Bez analizatora. Pow. $\times 8$
Minor folds in greenschist from Dobromierz unit, showing distinct variable asymmetry and disharmonic character of folds. Sample from exposure 282. Ordinary light. Magn. $\times 8$
- Fot. 2. Wyraźnie dysharmoniczne drobne fałdy w laminowanym zieleńcu jednostki Dobromierza. Silne sfałdowanie prowadzi do częściowego budinażu sztywniejszych lamin kwarcowo-albitowych. Próbka pochodzi z odkrywki 198. Bez analizatora. Pow. $\times 8$
Distinctly disharmonic minor folds in greenschist of Dobromierz unit. Intensive folding leads to partial boudinage of the more rigid albite-quartz laminae. Specimen from exposure 198. Ordinary light. Magn. $\times 8$



Fot. 1



Fot. 2

Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

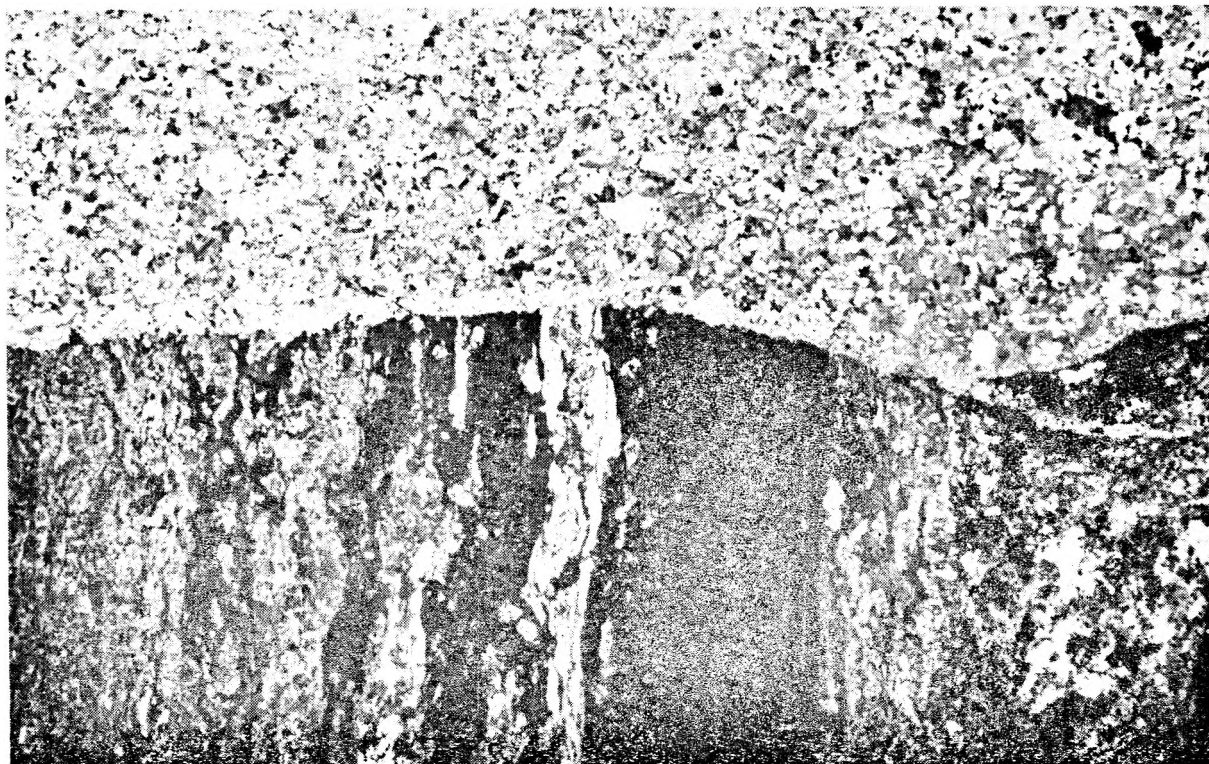
PLANSZA V
PLATE V

Fot. 1. Lineacja w metadiabazie z jednostki Dobromierza. Rozwleczone kierunkowo guzki na powierzchni oddzielności skały są uwarunkowane obecnością pokruszonych i rozwleczonych kierunkowo kryształów augitu. Odkrywka 128. Por. także pl. I, fot. 2

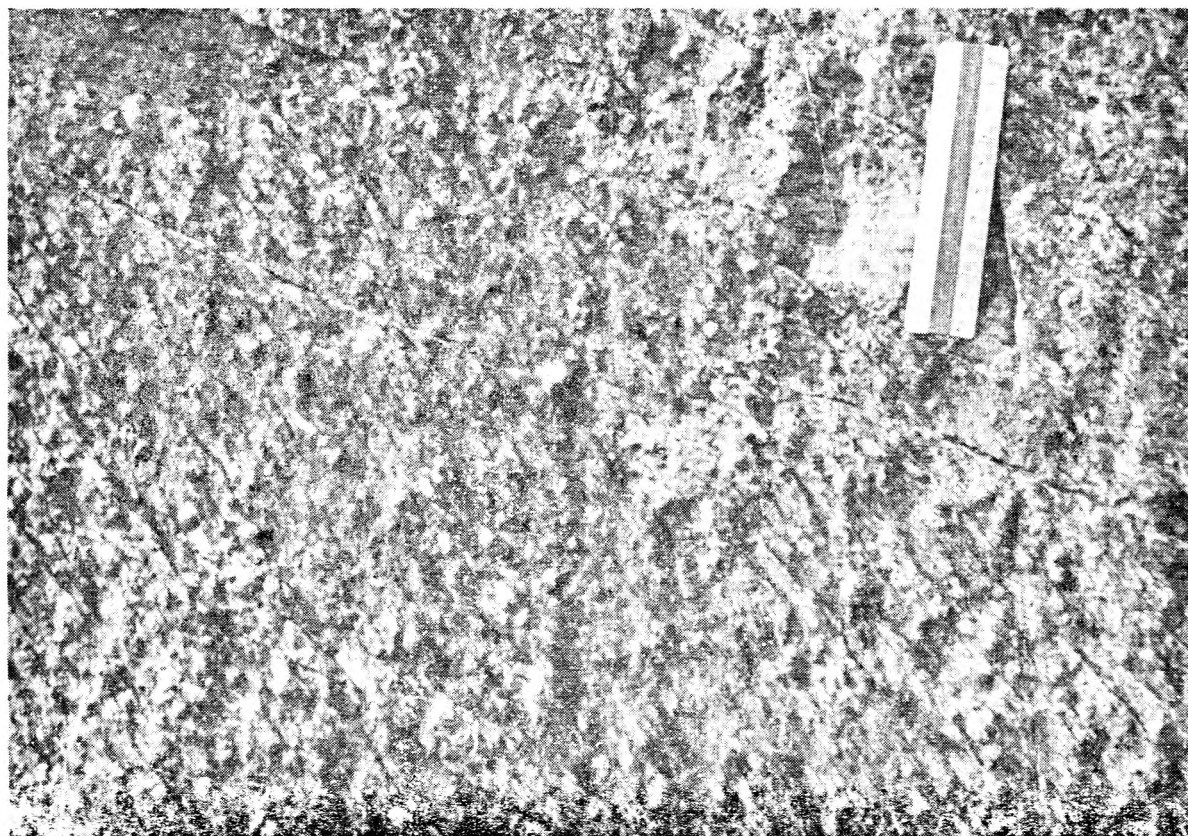
Lineation in the metadiabase of the Dobromierz unit. Directionally dragged nodes on the cleavage surfaces of rock correspond to the disintegrated and directionally dragged augite crystals. Exposure 128. Comp. also pl. I, photo 2

Fot. 2. Kontakt żyły mikrogranitu z paragnejsami jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Próbka ze zwietrzliny. Bez analizatora. Pow. $\times 8$

Contact of microgranite vein with paragneisses of Rudawy Janowickie — Śnieżka unit. Specimen from debris. Ordinary light. Magn. $\times 8$



Fot. 2



Fot. 1

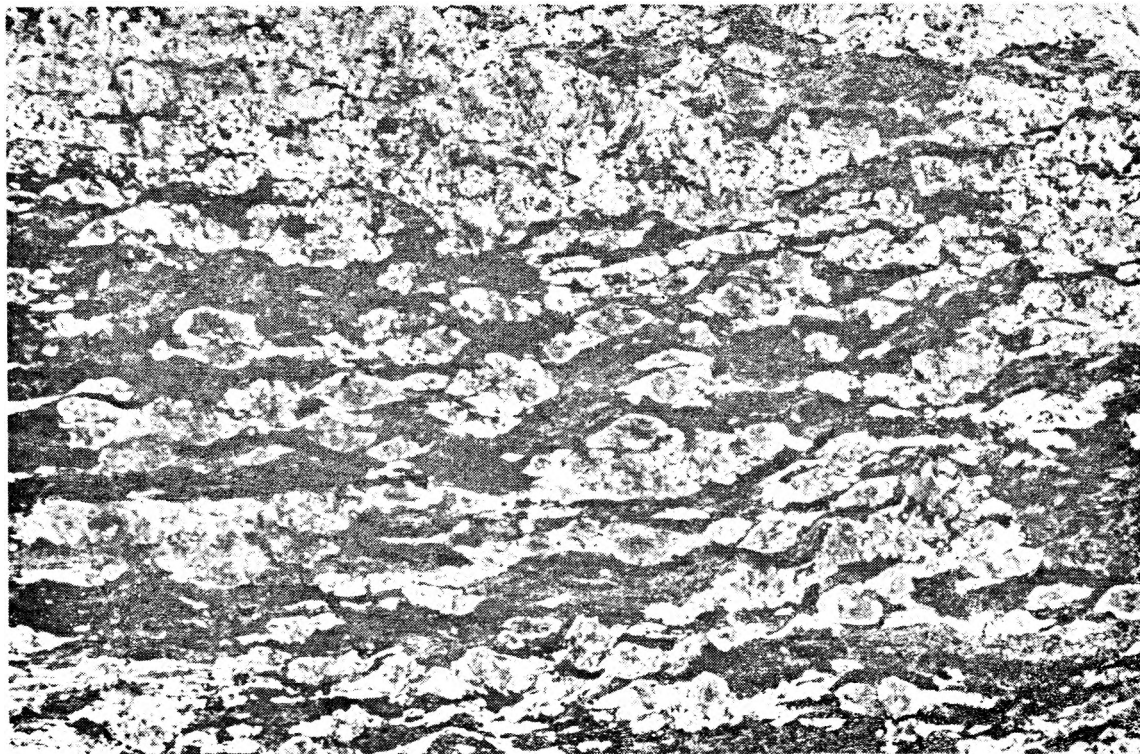
Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

PLANSZA VI
PLATE VI

- Fot. 1. Tekstura oczkowa w gnejsie amfibolitowym jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Oczka bardzo silnie zserycytizowanego plagioklazu są silnie spękane i zabliźnione kwarcem. Próbką ze starych zwałów. Bez analizatora. Pow. $\times 6$
„Augen structure” in amphibole gneiss of Rudawy Janowickie — Śnieżka unit. The „augen” of the strongly sericitised plagioclase are greatly fractured and healed by quartz. Specimen from old heaps. Ordinary light. Magn. $\times 6$
- Fot. 2. Tekstura drobnoczka w paragnejsie biotytowym jednostki Rudaw Janowickich — Śnieżki. Próbką z odkrywki 23. Bez analizatora. Pow. $\times 6$
Fine-augen structure in biotite paragneiss of Rudawy Janowickie — Śnieżka unit. Specimen from exposure 23. Ordinary light. Magn. $\times 6$.



Fot. 1

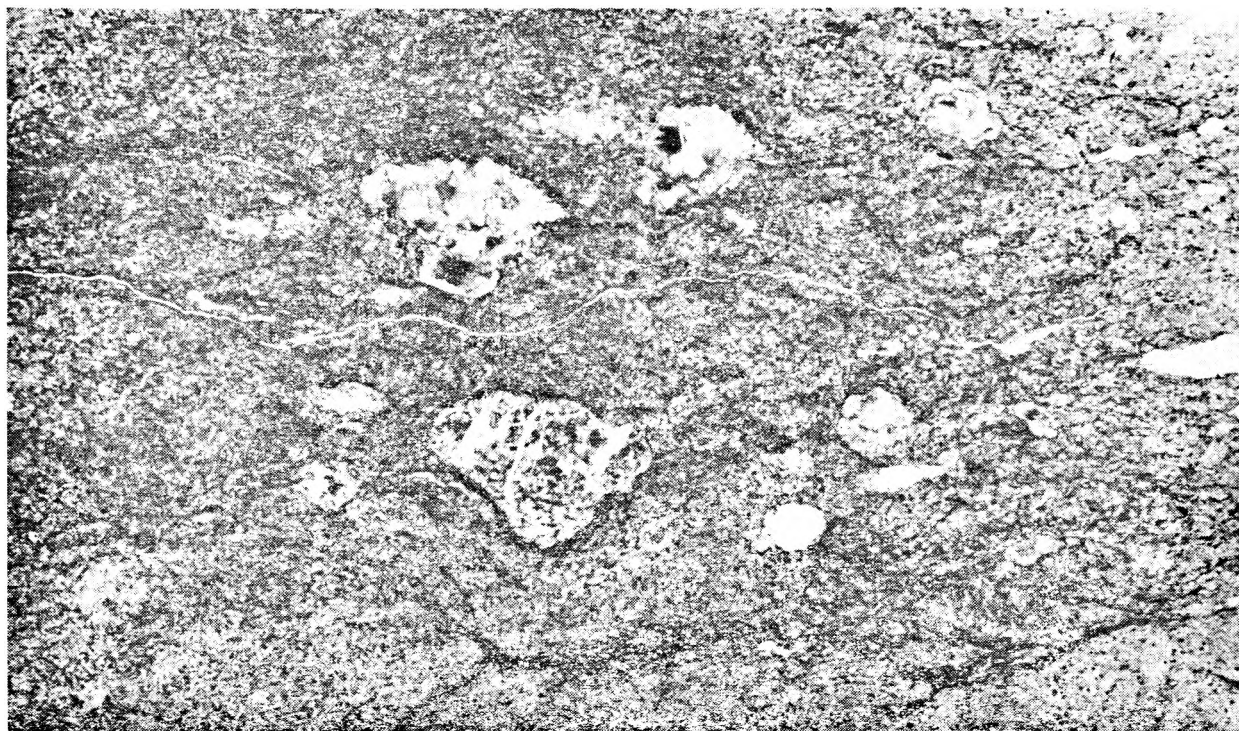


Fot. 2

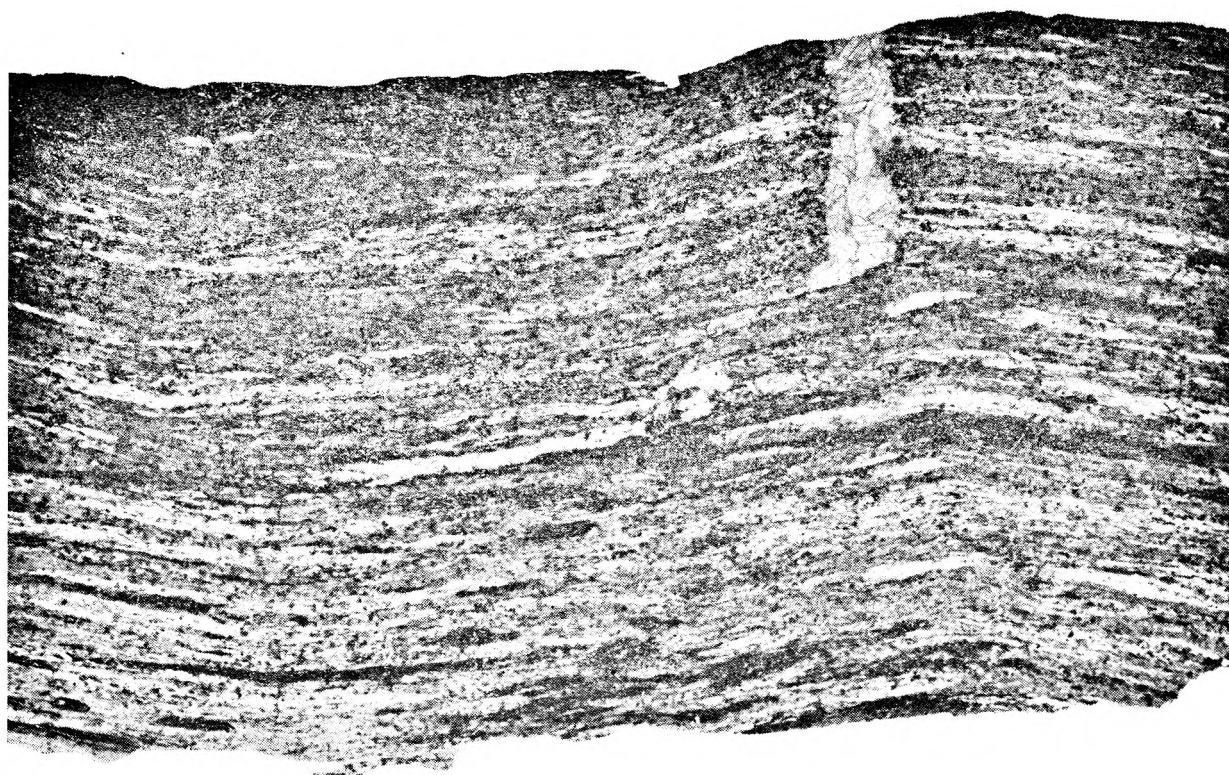
Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

PLANSZA VII
PLATE VII

- Fot. 1. Reliktowa tekstura migdałowcowa w metabazalcie z jednostki Dobromierza. Próbka z odkrywki 396. Bez analizatora. Pow. $\times 8$
Relic amygdaloid structure in metabasalt from Dobromierz unit. Specimen from exposure 396. Ordinary light. Magn. $\times 8$
- Fot. 2. Drobne „faldy dachowate” w laminowanym zieleńcu z elementu Przybkowic. Partie przegubowe podkreślone pęknięciami zabliźnionymi kalcytem. Luźny blok z wykopu 118/S. Bez analizatora. Pow. $\times 5$
Minor „roof shape” folds in greenschist from Przybkowice element. Anticlinal bends emphasised by fractures healed by calcite. A loose block from pit 118/S. Ordinary light. Magn. $\times 5$



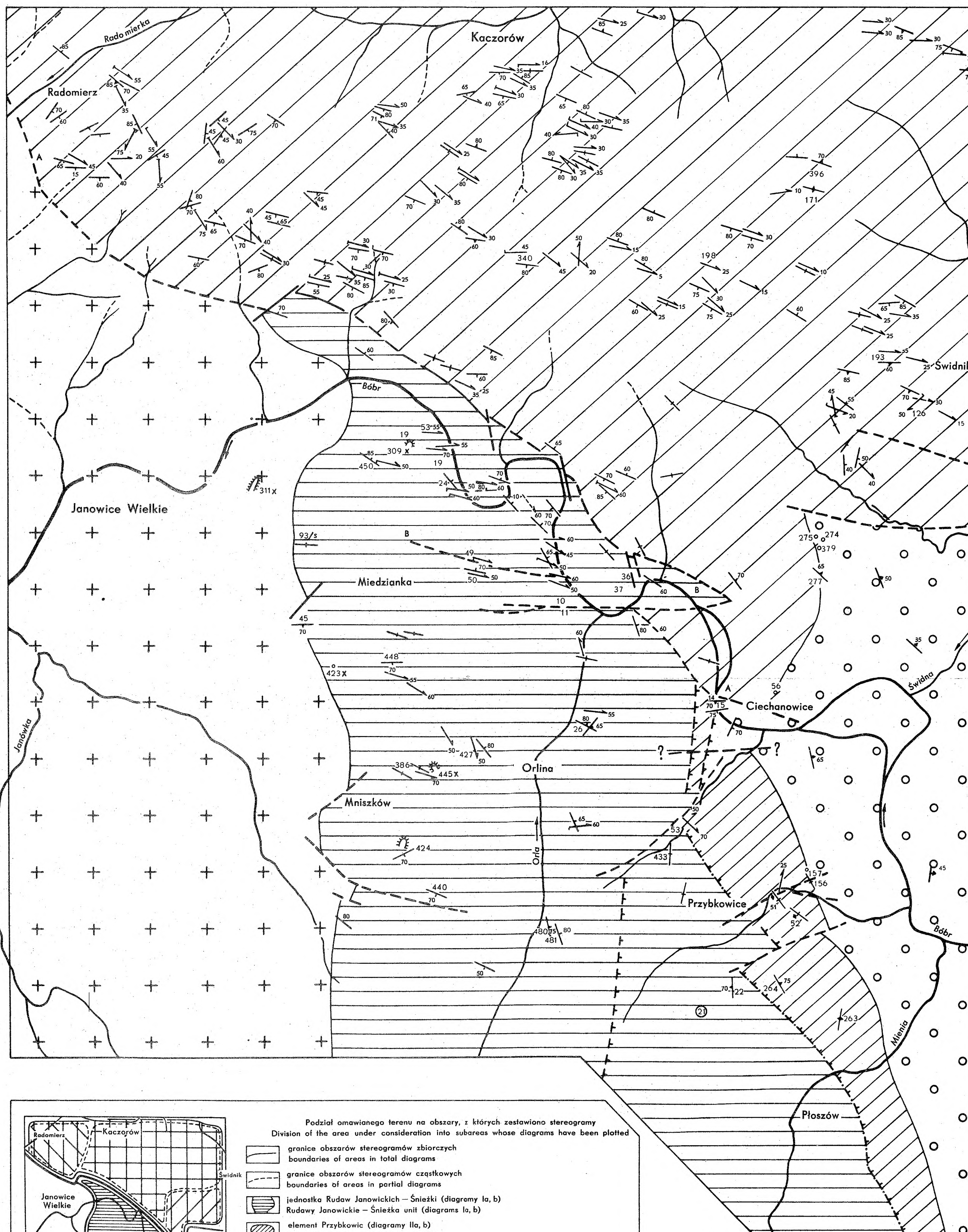
Fot. 1



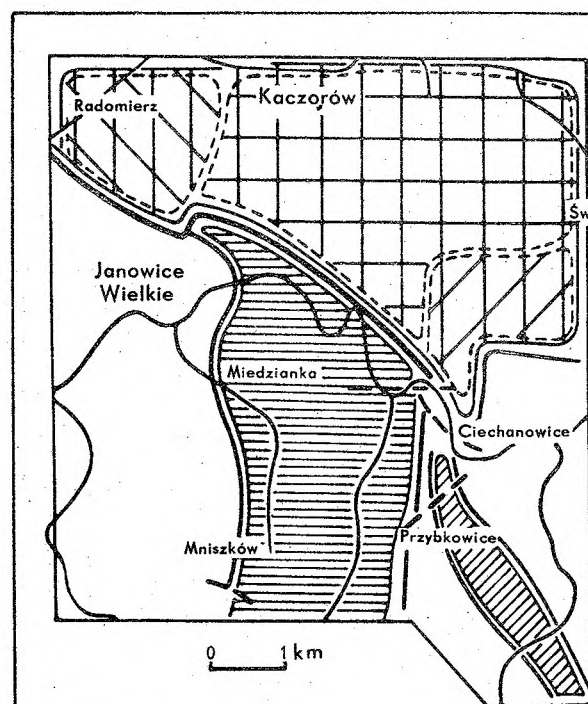
Fot. 2

Juliusz TEISSEYRE — Budowa geologiczna wschodniej części okrywy granitu Karkonoszy w okolicach Miedzianki
Geological structure of the metamorphic mantle of the Karkonosze granite in Miedzianka region

JULIUSZ TEISSEYRE

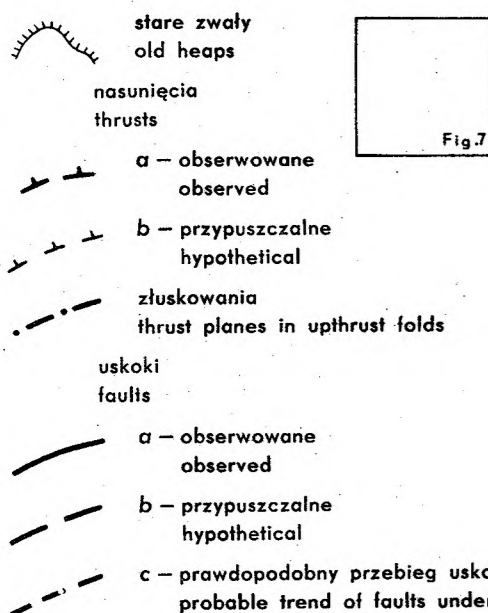
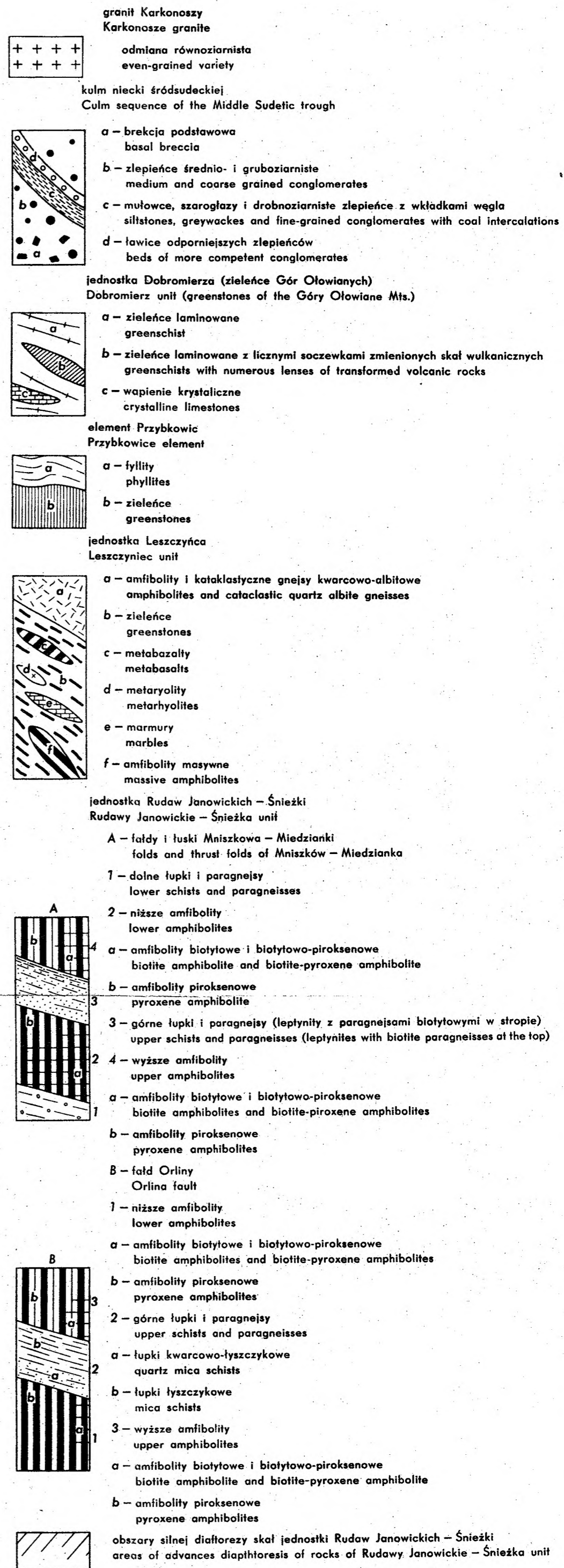
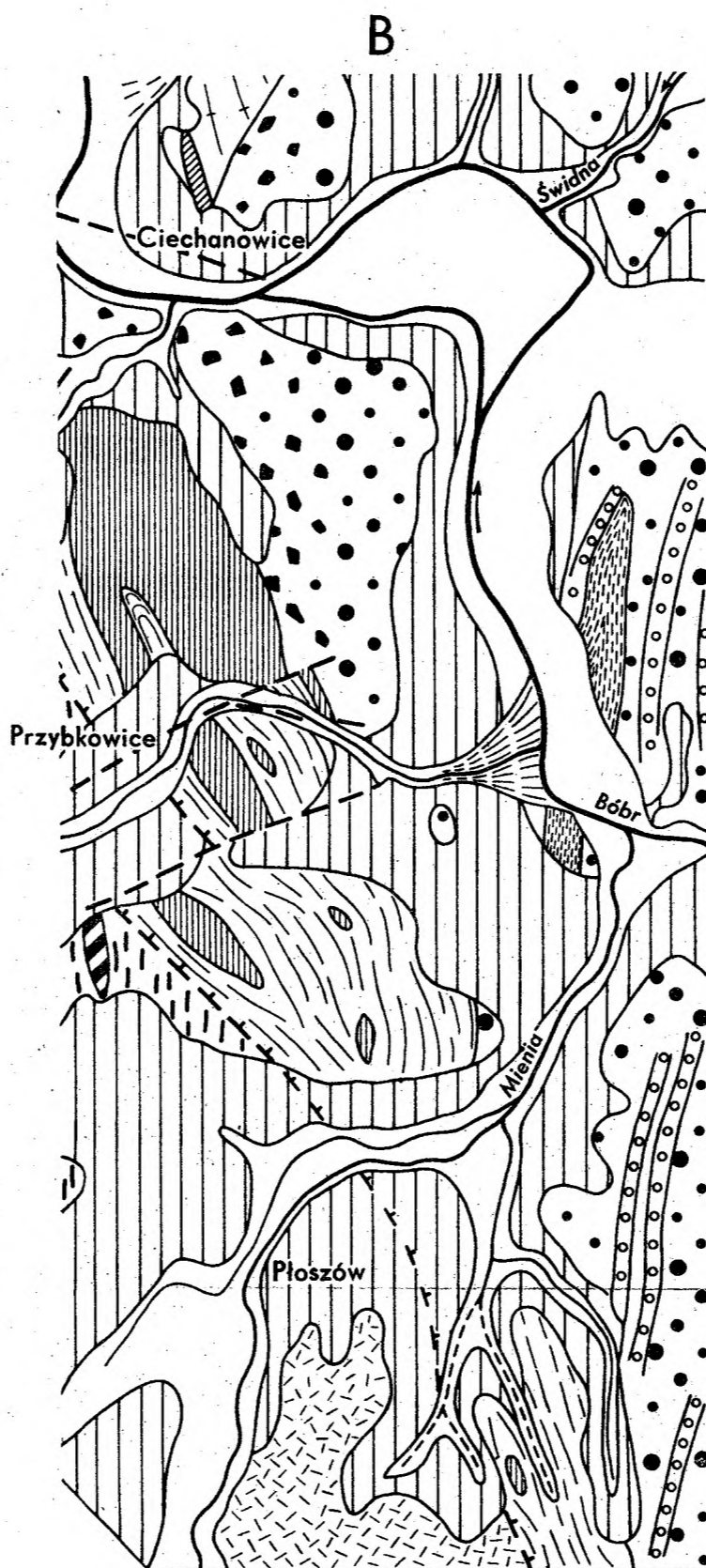
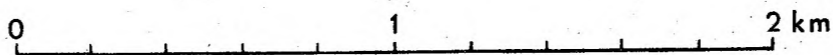
SZKIC STRUKTURALNY OKOLIC MIEDZIANKI
SKETCH MAP OF THE MIEDZIANKA REGION

- A-A' główny uskok śródsudecki
main Inner Sudetic fault
- B-B' strefa uskokowa Miedzianka - Ciechanowice
fault zone of Miedzianka - Ciechanowice
- wschodnia granica jednostki Leszczyńca (nasunięcie?)
eastern boundary of Leszczyńc Unit (overthrust?)
- wschodnia granica elementu Przybkwice (nasunięcie?)
eastern boundary of Przybkwice element (overthrust?)
- uskoki
faults
- a - obserwowane
observed
- b - przypuszczalne
hypothetical
- c - prawdopodobny przebieg uskoku pod pokrywą młodszych utworów
probable trend of fault under the mantle of younger rocks
- bieg i kąt upadu uławicenia w skałach osadowych
strike and dip of bedding in clastic rocks
- a - bieg i upad laminacji w skałach metamorficznych
strike and dip of lamination in metamorphic rocks
- b - bieg i upad złupkowania wtórnego (ślizgowego lub spękaniaowego)
strike and dip of cleavages (slip or fracture cleavage)
- ✕ przecinanie się laminacji ze złupkowaniem wtórnym
intersection of lamination and cleavage planes
- osie drobnych fałdów
axes of minor folds
- a - symetryczne lub o asymetrii nie dającej się określić
symmetric or with uncertain symmetry
- b - asymetryczne
asymmetric
- a - zmarszczkowanie (guńraz)
wrinkling (gouffrage)
- b - wyciągnięcia liniowe minerałów
linear stretching of minerals
- c - wszelkie rodzaje lineacji pionowej
all kinds of perpendicular lineation
- a - lineacja o dużej dyspersji
strongly dispersed lineation
- b - dwa krzyżujące się kierunki lineacji
two crossed lineations
- ⊙ zarysy dużych odkrywek i ich numeracja (numery w kursywie)
outlines of major exposures and their numeration (figures in italics)
- małe odkrywki
minor exposures
- a - numeracja wkopów (numery łamane przez S)
numbering of pits and trenches (with numbers preceded by S)
- b - numeracja próbek pobranych ze zwierzchniny i starych zwalów (numery z literą x)
numbering of samples taken from débris or old heaps (the numbers bear the letter x)
- ⊕ granit Karkonoszy
Karkonosze granite
- kulm niecki śródsudeckiej
Culm sequence of the Middle Sudetic trough
- ▨ skały metamorficzne Gór Kaczawskich
metamorphic rocks of Kaczawa Mountains
- ▨ skały metamorficzne elementu Przybkwice
metamorphic rocks of Przybkwice element
- ▨ skały metamorficzne okrywy granitu Karkonoszy
metamorphic rocks of Karkonosze granite



- Podział omawianego terenu na obszary, z których zestawiono stereogramy
Division of the area under consideration into subareas whose diagrams have been plotted
- granice obszarów stereogramów zbiorczych
boundaries of areas in total diagrams
- granice obszarów stereogramów częściowych
boundaries of areas in partial diagrams
- ▨ jednostka Rudaw Janowickich - Śnieżki (diagramy Ia, b)
Rudawy Janowickie - Śnieżka unit (diagrams Ia, b)
- ▨ element Przybkwice (diagramy IIa, b)
Przybkwice element (diagrams IIa, b)
- ▨ okolice Radomierza (diagramy IIIa, b)
vicinity of Radomierz (diagrams IIIa, b)
- ▨ okolice Kaczorowa i południowe stoki Gór Ołowianych (diagramy IVa, b)
vicinity of Kaczorów and the southern slopes of Góry Ołowiane range (diagrams IVa, b)
- ▨ okolice Świdnika - Ciechanowka (diagramy Va, b)
vicinity of Świdnik - Ciechanowka (diagrams Va, b)
- ▨ obszar stereogramu zbiorczego dla jednostki Dobromierza
area of total diagram for the Dobromierz unit

0 1 2 km



pokrywy czwartorzędowe
Quaternary

- a - eluvia i osady starszych poziomów tarasowych
elluvials and older terrace deposits
- b - ciekły okresowe
seasonal streams
- c - napływy rzeczne
river deposits
- d - stożki napływowe i usypiskowe
alluvial fans and talus
- perydotyt hornblendowy
hornblende peridotite
- niezmetamorfizowane skały żyłowe, zapewne głównie młodowarwyskie
non-metamorphic dyke rocks, probably mainly young Variscan.
- a - ryolity
rhyolites
- c - żyły kwarcowe
quartz veins