

UKD 552.431.08:551.253–552.164:551.243(438–14 Pasma Kamienickie)

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK

Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czerniawą a Rębiszowem

Wykorzystując metody analizy strukturalnej przedstawiono etapy rozwoju tektonicznego łupków Pasma Kamienickiego. Wyróżniono trzy generacje struktur charakteryzujące trójfazowy rozwój tektoniczny łupków oraz wykazano, że główna foliacja, penetratywna na tym obszarze, jest pochodzenia metamorficznego, a ściślej – efektem metamorfizmu dynamicznego związanego z pierwszą fazą deformacji. Foliacja ta nie naśladuje warstwowania sedimentacyjnego, a przebiega przeciętnie pod kątem 50–70° w stosunku do pierwszych struktur planarnych.

WSTĘP

Łupki łyszczykowe Pasma Kamienickiego wchodzi w skład bloku karkonosko-izerskiego i rozciągają się w formie wąskiego, w przybliżeniu równoleżnikowego, pasa od miejscowości Lazne Libverda w Czechosłowacji do Wojcieszyc, gdzie kontaktują niezgodnie z granitem karkonoskim (fig. 1). Dominującymi skałami Pasma Kamienickiego są łupki łyszczykowo-chlorytowo-kwarcowe lokalnie wzbogacone w granat, albit, dysten i staurolit. W zachodniej części omawianego obszaru, przy południowej jego granicy, pojawiają się łupki kwarcytowe z dużymi porfiroblastami biotyту, nazwane przez K. Kozłowskiego (1974) leptynitami. Na tym samym odcinku występują w obrębie łupków łyszczykowo-chlorytowo-kwarcowych średnioziarniste gnejsy słojuowo-oczkowe. Podrzedne odmiany skalne – kwarcyty, amfibolity, łupki amfibolitowe i erlany – występują w formie soczew o małej miąższości, zgodnych z dominującą foliacją w otaczających łupkach.

HISTORIA BADAŃ

W dotychczasowej literaturze istnieją zasadnicze rozbieżności w poglądach na genezę pasm łupkowych i ich pozycję w stosunku do otaczających gnejsów izerskich. Małe zaawansowanie badań stratygraficznych i brak jednolicie przeprowadzonej analizy strukturalnej powodują, że ewolucja tektoniczna bloku izerskiego była rozmaicie interpretowana. Według autorów niemieckich (G. Berg, 1922, 1926; W. Ahrens, 1925) gnejsy izerskie stanowią synorogeniczną intruzję magmo-

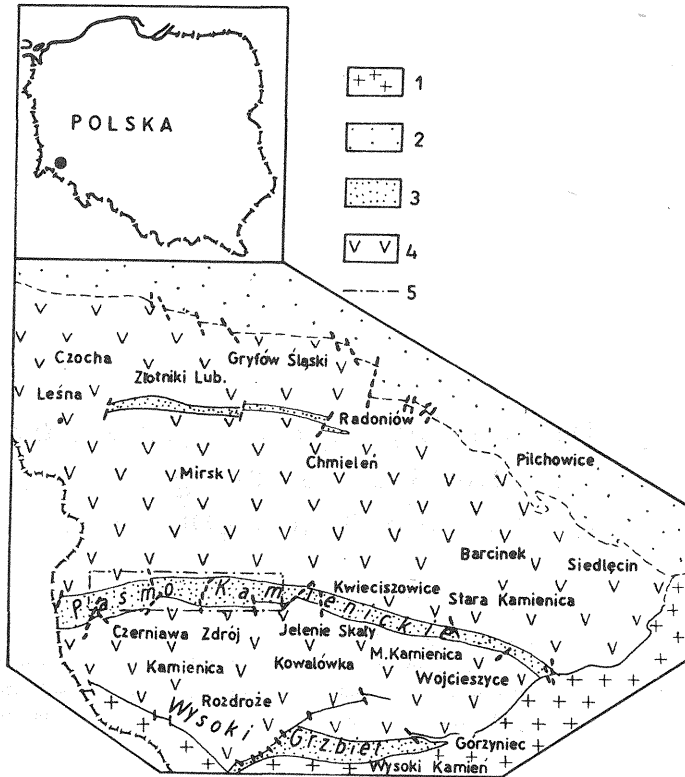


Fig. 1. Szkic geologiczno-strukturalny bloku izerskiego według J. Szałamachy

Geological-structural sketch map of the Izera Block after J. Szałamacha

1 – granity karkonoskie; 2 – utwory metamorficzne Gór Kaczawskich; 3 – łupki łyszczykowe i hornfelsy; 4 – gnejsy, granitognejsy i granity izerskie; 5 – granice obszaru badań

1 – Karkonosze granites; 2 – Góry Kaczawskie metamorphic series; 3 – micaceous schists and hornfelses; 4 – Izera gneisses, granitogneisses and granites; 5 – boundaries of the studied area

wą, która w dobie ruchów kaledońskich wdarła się w osłonę łupkową dokonując jej metamorfozy. Bezpośrednio po intruzji zachodziły wybiórcze procesy blastezy, pegmatytyzacji i protoklasy, które przekształciły granitoidy w zróżnicowany petrograficznie i strukturalnie kompleks gnejsowy. Za magmową genezą gnejsów izerskich opowiedzieli się również O. Kodym i J. Svoboda (1948), K. Smulikowski (1958) i ostatnio M. Borkowska i in. (1980). Wymienieni autorzy różnią się w poglądach na wiek intruzji. O. Kodym, J. Svoboda (1948) i K. Smulikowski (1958) uważają, że protolity gnejsów izerskich intrudowały w proterozoiku, natomiast M. Borkowska i in. (1980), opierając się na datowaniach radiometrycznych łyszczyków ze skał izerskich, określili wiek intruzji na kambr – dolny/środkowy ordowik. Odmienne poglądy reprezentuje J. Oberc (1958, 1960, 1961, 1972). Autor ten twierdzi, że łupki łyszczykowe to pozostałość proterozoicznej serii suprakrustalnej, która w wyniku granityzacji przekształcona została w gnejsy i granitognejsy izerskie, a łupki łyszczykowe stanowią zmetamorfizowane relikty serii osadowej. Obecny obraz tektoniczny bloku izerskiego autor ten zinterpretował jako efekt dwóch fałdowań. W dobie fałdowań staroassyntyjskich utworzyły się wielkie fałdy o kierunku NW–SE i WNW–ESE i wergencji SW, zaś w czasie ruchów młodoassyntyjskich powstały fałdy równoleżnikowe o wergencji połud-

niowej. W ujęciu J. Oberca łupki Pasma Kamienickiego stanowią odwrócone skrzydło młodoassyntyjskiej struktury fałdowej. Zdaniem J. Szałamachy (1966) blok izerski przeszedł wieloetapowy rozwój strukturalny. Zasadnicze rysy budowy geologicznej ukształtowały się w assyntyku, kiedy to zgranityzowany uprzednio suprakrustalny kompleks uległ fałdowaniu, w wyniku którego nie zgranityzowane, stropowe partie łupków łyszczykowych znalazły się w synklinach; w antyklinach zaś występują gnejsy.

Mezostruktury tektoniczne Pasma Kamienickiego opisał fragmentarycznie W. Smulikowski (1972). Z interesującego nas obszaru autor ten przedstawił diagramy orientacji mezostruktur z czterech odsłoneń. Podobnie jak większość autorów jest on zdania, że główna foliacja krystalizacyjna zbieżna jest z warstwowaniem sedymentacyjnym. Opisane przez siebie struktury zgrupował w trzy różnokierunkowe zespoły, z których pierwszy miał powstać w czasie tektogenezy młodo-kaledońskiej, pozostałe zaś łączy z tektogenezą warwycyjską.

CEL I METODYKA PRACY

Obserwacje mezostruktur występujących w łupkach skłaniają do wniosku, że rozwój strukturalny Pasma Kamienickiego na odcinku od Czerniawy do Rębiszowa nie w całości pokrywa się z modelem tektonicznym bloku izerskiego przedstawionym przez J. Oberca (1972). Zgodnie z tym modelem łupki Pasma Kamienickiego stanowią skrzydło młodoassyntyjskiej struktury fałdowej o przebiegu równoleżnikowym. Przyjmując takie założenia należy wyjaśnić następujące zagadnienia:

1. Powszechne, bardzo regularne złupkowanie zapadające pod kątem $50-70^\circ$ na N pokrywa się z powierzchniami osiowymi izoklinalnych fałdów zachowanych w kompetentnych skałach, jak kwarcyty i łupki kwarcytowe. Czym jest to złupkowanie? Czy istnieją podstawy do utożsamiania go z pierwotnym warstwowaniem, czy jest raczej powierzchnią pochodzenia metamorficznego, związaną z rozwojem tych fałdów?

2. Jaka jest zależność między młodoassyntyjskimi, równoleżnikowymi strukturami fałdowymi (J. Oberc, 1972) a obserwowanymi przez nas izoklinalnymi mezofałdami o przebiegu W-E? Na skrzydłach i przegubach tych mezofałdów obserwuje się młodszą lineację z przecięcia. Czy więc owe mezofałdy byłyby najstarszymi strukturami fałdowymi, czy może słuszny jest pogląd J. Oberca (1972) o istnieniu jeszcze starszej – staroassyntyjskiej lineacji, która powinna była w takim wypadku zawiązać się na przegubach obserwowanych przez nas mezofałdów?

3. Niejasna jest również forma występowania łupków Pasma Kamienickiego, które stanowią strefę niewspółmiernie małej miąższości w stosunku do rozciągłości (średnia miąższość kilkaset metrów przy długości 25 km). Zgodnie z obecnym poglądem łupki stanowią nie zgranityzowaną pozostałość pierwotnej serii suprakrustalnej. Przy takim założeniu niejasne wydają się być powody, dla których właśnie ta partia oparła się procesowi granityzacji, dając serię skalną o składzie mineralnym typowym raczej dla metamorfizmu dynamicznego a nie dla średnich facji metamorfizmu regionalnego. Dlatego uzasadnione wydaje się pytanie, jaką strukturę stanowi pasmo łupków kamienickich, którego inwentarz litologiczny nasuwał wielu autorom (m. in. W. Smulikowski, 1966; J. Gorczyca-Skała, 1966; H. Teisseyre, 1968) analogie do staropaleozoicznych łupków kaczawskich.

Badania prowadzono w kilkudziesięciu odsłonięciach naturalnych i w dziesięciu rowach biegnących prostopadle do foliacji w łupkach. Pomiarów struktur dokonywano w miejscach, gdzie nie występowało zjawisko hakowania zboczowe-

go – stąd stosunkowo niewielka ilość pomiarów na załączonych diagramach. Z ciekawszych partii próbek skalnych wykonano szereg zglądów i płytek cienkich. Przy ustalaniu sekwencji deformacji kierowano się zasadą superpozycji struktur (w badanych łupkach superpozycja-struktur etapu D_2 na D_1 i D_3 na D_2 jest częstym zjawiskiem). Dodatkowym wskaźnikiem jest dość stała orientacja laminacji, a zwłaszcza struktur planarnych związanych z poszczególnymi etapami deformacji.

Przy ustalaniu następstwa struktur starano się już na etapie badań terenowych korelować lineacje i fałdy z syngenetycznymi powierzchniami. W trakcie badań okazało się, że większość lineacji stanowi efekt przecięcia się dwóch różnowiekowych powierzchni planarnych. Zgodnie z przyjętą w geologii strukturalnej praktyką dla rozróżnienia poszczególnych mezostruktur wprowadzono literowy system oznaczeń etapów rozwoju strukturalnego: powierzchnie – S; lineacje – l; fałdy – f. Struktury pierwszej fazy deformacji (D_1) oznaczono odpowiednio: S_1 , l_1 , f_1 , drugiej fazy deformacji (D_2) – S_2 , l_2 , f_2 , trzeciej fazy deformacji (D_3) – S_3 , l_3 , f_3 .

ANALIZA STRUKTUR TEKTONICZNYCH

Najstarszymi strukturami fałdowymi w łupkach Pasma Kamienickiego są ściśnięte fałdy śródfoliacyjne zachowane reliktoowo w zespołach o znacznej kompetencji, głównie w kwarcytach. Są to formy zbliżone do fałdów izoklinalnych o

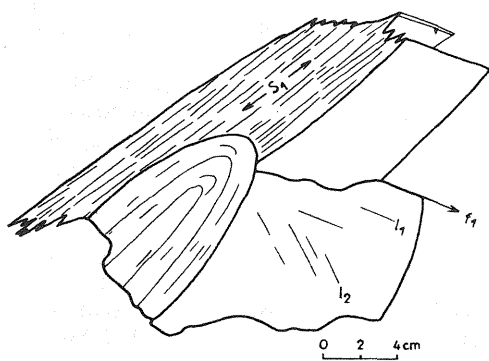


Fig. 2. Fałd f_1 w kwarcycie i foliacja S_1 rozwinięta w obrębie lamin niekompetentnych; Gierczyn

Fold f_1 in quartzite and foliation S_1 developed within incompetent laminae; Gierczyn

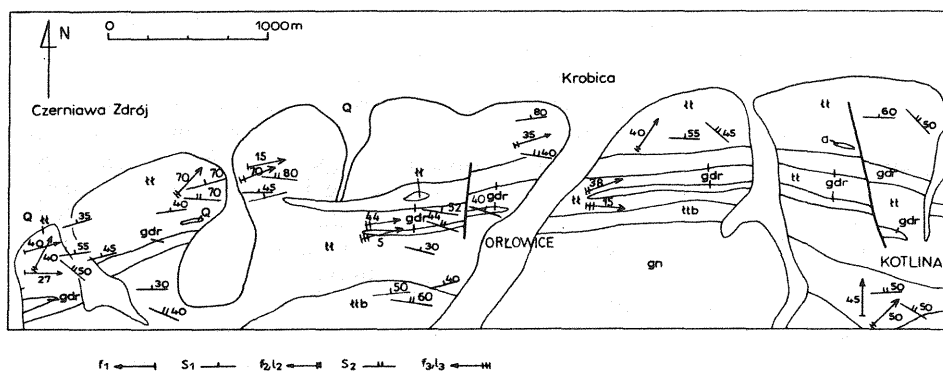


Fig. 3. Mapa kierunków tektonicznych w łupkach łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czarniawą a Rębiszowem; szkic geologiczny wg G. Bęga, J. Kornasia i S. Maciejewskiego, z poprawkami autorów na odcinku Gierczyn-Przecznica

kącie między skrzydłami od kilku do kilkunastu stopni. Nieznaczne zwiększenie miąższości w przegubach i brak śladów ścinania w powierzchniach osiowych wskazuje, że są to zmodyfikowane fałdy ze zginania (fig. 2; tabl. I, fig. 17, 18).

Fałdy f_1 obserwowano w Czerniawie, Kotlinie, Gierczynie i w Przeczniczy. W Czerniawie i w Przeczniczy osie pierwszych fałdów są w przybliżeniu horyzontalne i mają przebieg E–W, natomiast w centralnej części obszaru badań (Gierczyn, Kotlina) struktury f_1 zapadają ku N pod kątem 45–50° (fig. 3 i 4). Duża dyspersja osi struktur f_1 zaznaczająca się w powierzchniach foliacji S_1 może być spowodowana niejednorodnym charakterem pierwszej deformacji wynikającym z niehomogeniczności fałdowanego materiału (por. J.G. Ramsay, 1967, p. 436). Jest to również bardzo charakterystyczna cecha mezofałdów związanych z główną fazą deformacji metamorfiku Śnieżnika. Dyspersja osi fałdów f_2 opisanych przez M. Dumicza (1975) z kwarcytów z Goszowa wynosi 70°, a w skali odstąpienia – jak to wykazał J. Don (1972) na przykładzie gnejsów gierałtowskich w Łądku – dochodzi do 180°.

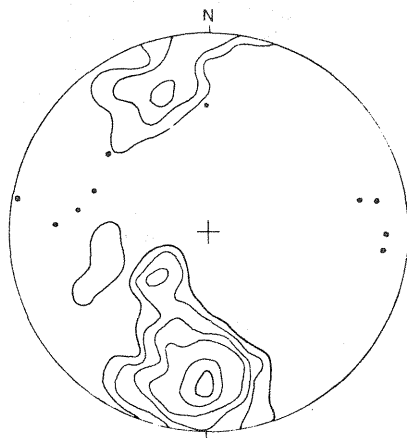
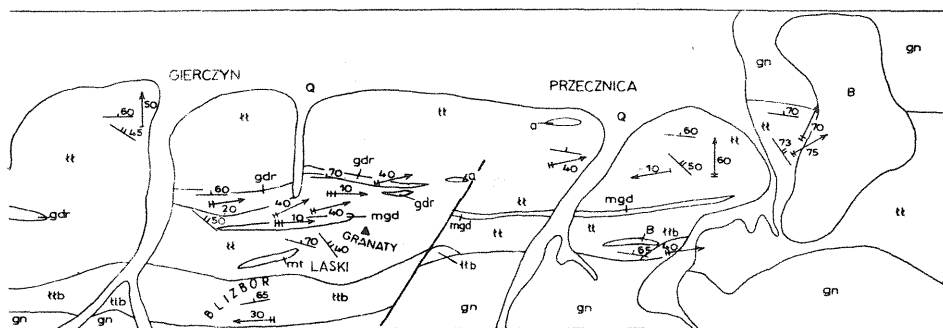


Fig. 4. Orientacja struktur S_1 i f_1
Orientation of structures S_1 and f_1

S_1 – 156 pomiarów; f_1 – 10 pomiarów; izolinie: 0,64–1,28. 3,21–6,41. 12,82–14,20

S_1 – 156 measurements; f_1 – 10 measurements; isolines 0,64–1,28. 3,21–6,41. 12,82–14,20



Map of tectonic directions in micaceous schists between Czerniawa and Rębiszów in the Pasma Kamienickie; geological sketch after G. Berg, J. Kornaś and S. Maciejewski, modified by the authors in area between Gierczyn and Przecznicza

Prawdopodobnie w początkowej fazie rozwoju tego fałdowania skrzydła struktur f_1 nie były jeszcze równoległe do siebie, a powierzchnie pierwotnej stratyfikacji zachowały ciągłość. W miarę postępu deformacji doszło do zupełnej przebudowy planu strukturalnego. Skrzydła fałdów uległy wycienianiu i zbudinażowaniu, zaś w niekompetentnych łupkach łyszczykowych doszło do całkowitej transpozycji pierwotnych struktur sedimentacyjnych, rozwinęła się w nich nowa foliacja, równoległa do powierzchni osiowych fałdów f_1 (fig. 5). Na skrzydłach fałdów foliacja ta pozostaje pod małym kątem w stosunku do struktur S_0 , natomiast w strefach przegubowych kąt między strukturami S_0 i S_1 zwiększa się do kilkudziesięciu stopni. Potwierdzenie danych terenowych o transpozycji pierwot-

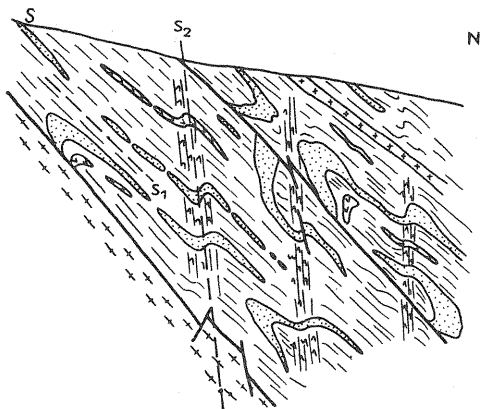


Fig. 5. Przepuszczalny przekrój poprzeczny przez południową i środkową część pasma łupkowego po drugim etapie deformacji
Hypothetical section through southern and central parts of the schistosity zone after the second stage of deformations

nej stratyfikacji znajdujemy w obserwacjach mikroskopowych. Dostarczają one jednoznacznych faktów, że foliacja krystalizacyjna S_1 zorientowana jest pod dużym kątem w stosunku do warstwowania sedimentacyjnego S_0 . W miejscach,

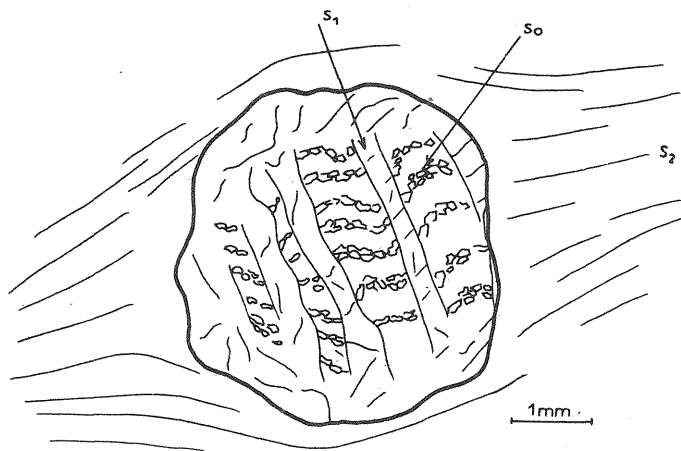


Fig. 6. Reliktowe struktury S_0 kierunkowo ułożonych wrostków kwarcowych w obrębie dużego porfiroblastu granatu – w wyniku postkrystalizacyjnej rotacji struktury S_1 w granacie uległy znacznej reorientacji w stosunku do analogicznych struktur w otaczającym łupku; Przekznica

Relic structures S_0 in the form of oriented quartz ingrowths in large garnet porphyroblast – post-crystallizational rotation resulted in marked reorientation of structures S_1 in the garnet in relation to surrounding schists; Przekznica

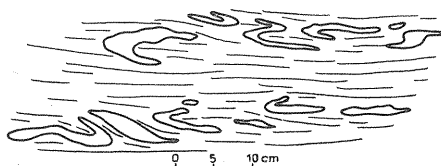
gdzie nałożone powierzchnie anizotropii pochodzenia tektonicznego zupełnie zatarły ślady stratyfikacji, pomocne w odtworzeniu powierzchni S_0 są obserwacje wewnętrznej struktury porfiroblastów granatu. Minerale ten zawiera poikiloblastycznie zamknięte ziarna kwarcu ułożone zgodnie ze stratyfikacją S_0 (fig. 6).

Zdaniem autorów foliacja S_1 jest jedyną penetratywną powierzchnią w łupkach Pasma Kamienickiego. Główna foliacja krystalizacyjna w gnejsach izerskich, zgodna ze strukturami S_1 w łupkach, jest efektem tego samego etapu deformacji (D_1), efektem wspólnego przeładowania łupków z gnejsami. Podobne zjawisko opisał J.G. Ramsay (1963) z kaledonidów północnej Szkocji, gdzie podłoże (gnejsy lewizańskie) wraz z niezgodnie leżącym płaszczem (seria Moine) zostały wspólnie przeładowane. W wyniku tego przeładowania dyskordancje między podłożem i osłoną uległy zasadniczemu zmniejszeniu w marginalnej strefie orogenicznej, zaś w centrum orogenu zostały zupełnie zniwelowane. Najsilniej przeładowane fragmenty serii Moine i Lewisian dają obraz intersekcyjny bardzo podobny do obserwowanego w omawianej części bloku izerskiego. Nie jest więc wykluczone, że rozpatrywany fragment bloku znajdował się w centralnej strefie orogenicznej, w której dyskordancje między podłożem (gnejsy izerskie) a płaszczem (łupki Pasma Kamienickiego) zostały zupełnie zredukowane.

Po pierwszym etapie ładowania wniknęła w obręb łupków znaczna ilość krzemionki w postaci wydłużonych soczewek szklistomlecznego kwarcu. Na skutek późniejszych translacji w płaszczyźnie foliacji S_1 laminy i wydłużone soczewki kwarcowe zostały sfałdowane w izoklinalne formy przypominające stylem i orientacją powierzchni osiowych rzeczywiste struktury f_1 (fig. 7; tabl. II, fig. 19). Rozwój tych form zapoczątkowany został między pierwszym a drugim etapem deformacji, niejednokrotnie obserwowano bowiem, że wydłużone soczewki szklistomlecznego kwarcu zafałdowane są w procesie deformacji D_2 . Nie wyklucza się

Fig. 7. Intrafoliacyjne fałdy rozwinięte w laminach kwarcowych; Gierczyn

Intrafoliation folds developed in quartz laminae; Gierczyn



możliwości powstawania fałdków translacyjnych także w późniejszym okresie, ponieważ poślizgi wzdłuż foliacji S_1 teoretycznie mogły zachodzić w każdej fazie rozwoju strukturalnego. Z tego też względu trudno byłoby omawianym mezo-fałdom przypisać konkretny etap deformacji.

DRUGA FAZA DEFORMACJI

W drugiej fazie deformacji sfałdowaniu uległa foliacja S_1 . Jednocześnie w powierzchniach osiowych pewnych typów fałdów f_2 (fałdów krenulacyjnych) rozwinęła się foliacja krystalizacyjna S_2 , która w wyniku intersekcji z powierzchniami S_1 dała lineację l_2 . Superpozycję struktur drugiej fazy deformacji i struktur fazy D_1 obserwowano w Przeczniczy i w Gierczynie. Na przeguby izoklinalnych fałdów f_1 zbudowanych z kwarcytu nałożona została foliacja S_2 , która na sfałdowanej powierzchni S_0 wyznaczyła lineację l_2 (fig. 8).

Charakterystyczne jest, że w pewnych strefach pojawiają się jednocześnie mezofałdy f_2 reprezentujące różny styl. Często na krótkich odcinkach napotykamy fałdy załamowe, szewronowe, symilarne i krenulacyjne, wszystkie o bardzo

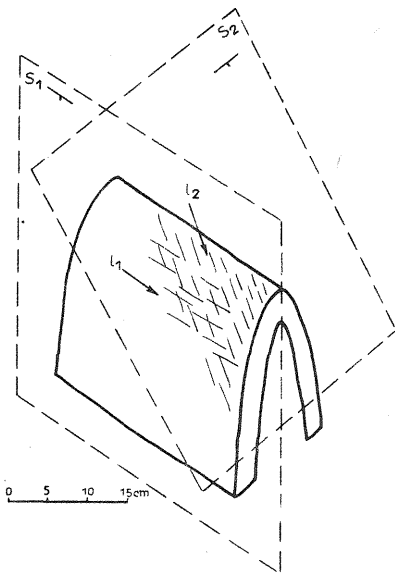


Fig. 8. Fałd f_1 w kwarcycie. Na skrzydłach fałdu widoczne są dwie lineacje: l_1 (z przecięcia się S_0 i S_1) i l_2 (z przecięcia się S_0 z S_2): Przekznica

Fold f_1 in quartzite. Two laminations – l_1 (from intersection of S_0 and S_1) and l_2 (from intersection of S_0 and S_2) are visible in its limbs; Przekznica

zbliżonych, często identycznych kierunkach osi i powierzchni osiowych. Mezo-fałdy f_2 i lineacje l_2 są równoległe do dużych fałdów asymetrycznych o wergencji SSW i o osiach zapadających ku E, ENE, rzadziej ku W (fig. 9) i najczęściej występują w pobliżu stref przegubowych tych dużych fałdów.

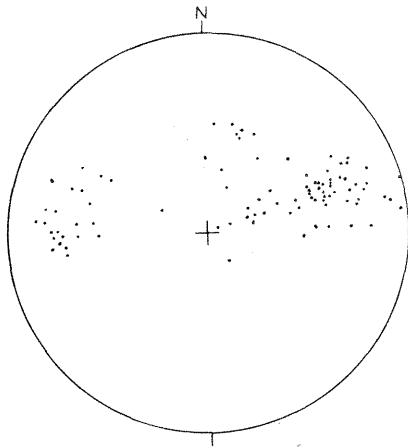


Fig. 9. Orientacja struktur f_2 i l_2 (92 pomiary)

Orientation of structures f_2 and l_2 (92 measurements)

Mezostруктуры второго этапа деформации репрезентованы są przede wszystkim przez fałdy krenulacyjne i genetycznie z nimi związane kłiważe krenulacyjne. Rozwój kłiważy krenulacyjnego jest ściśle związany z właściwościami reologicznymi i pierwotną strukturą fałdowanego materiału. Ze względu na morfologię wyróżnia się dwa typy kłiważy krenulacyjnego: typ *discrete* i typ zonalny (D.R. Gray, 1979).

Discrete crenulation cleavages – cienkie, planarne nieciągłości mające ostre, wyraźne granice i przecinające skrenulowaną starszą strukturę. Odpowiedniki innych autorów: *shear surfaces, faults, cemented fractures*.

Zonal crenulation cleavages – laminowane domeny bogate w krzemiany warstwowe, pokrywa-

jące się ze skrzydłami mikrofałdów w skrenulowanej skale. Starsze struktury kontynuują się w obrębie stref kliważu.

Generalnie na omawianym obszarze kliważy typu *discrete* rozwija się w cienkolaminowanych łupkach kwarcowo-łyszczykowych, natomiast kliważy typu zonalnego dominuje w łupkach łyszczykowo-kwarcowych. Poza tym kliważy typu zonalnego najczęściej rozwija się w miejscach, gdzie kąt między foliacją krystalizacyjną S_1 i nałożonym kliważem S_2 nie przekracza $35-40^\circ$ (tabl. II, fig. 20; tabl. III, fig. 21; tabl. IV, fig. 27), zaś tam, gdzie kąt dwuścienny między S_1 i S_2 jest rzędu $60-70^\circ$, zazwyczaj rozwija się kliważ krenulacyjny typu *discrete*. W wypadku, kiedy laminy kwarcowe zafałdowane są wraz z materiałem niekompetentnym w fałdy o jednakowej długości fal, wtedy wzdłuż skrzydeł mikrofałdów powstaje kliważ typu zonalnego. Charakterystyczne jest tu silne wycienienie skrzydeł mikrofałdów zbudowanych z lamin kompetentnych. Niekiedy nieliczne i dość miększe laminy kwarcowe tworzą fałdy o znacznie większej długości fali niż w niekompetentnym materiale łyszczykowym (tabl. IV, fig. 24).

D.R. Gray (1979) podał ostatnio nową, oryginalną koncepcję pochodzenia fałdów krenulacyjnych. Zdaniem tego autora struktura krenulacyjna nie powstaje w efekcie ruchów zachodzących wzdłuż powierzchni kliważy, a jest w znacznej mierze wynikiem rozpuszczenia się i dyfuzji minerałów jasnych, głównie kwarcu, ze skrzydeł mikrofałdów ku przegubom.

Potwierdzenie obserwacji D.R. Graya (1979) znajdujemy w strukturach krenulacyjnych rozwiniętych w niektórych odmianach łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego (tabl. V, fig. 25).

Kliważ krenulacyjny jest zorientowany pod różnymi kątami względem złupkowania S_1 . Kąt dwuścienny między S_1 i S_2 wynosi najczęściej od 30 do 40° , niekiedy zwiększa się do 70° . Przy średnich kątach pomiędzy starszą foliacją S_1 i młodszym kliważem S_2 w skale dobrze widoczne są obydwie foliacje, przy czym często na starszej powierzchni pojawia się drobny gufraż lub lineacja z przecięcia $S_1 \times S_2$, zgodne z osiami asymetrycznych fałdów krenulacyjnych zapadających pod małymi kątami w kierunkach 270 i 90° . W czasie rozwoju struktury krenulacyjnej lokalnie doszło do powstania nowej foliacji krystalizacyjnej. Nierzadko zdarza się, że starsza i nowa foliacja niczym się nie różnią i na etapie prac polowych można je mylnie zaszeregować. Zdarza się również i tak, że starsza foliacja ulega zupełnemu zatarciu i jedyną penetratywną powierzchnią anizotropii w skale jest kliważ krenulacyjny typu *discrete*.

Rozwój fałdów symilarnych w skałach Pasma Kamienickiego wydaje się być bezpośrednio związany z mechanizmem rozwoju fałdów krenulacyjnych. Nieliczne formy zależne od klasycznych fałdów symilarnych (tabl. V, fig. 26), obserwowane w masywnych, średnio- i grubolaminowanych łupkach łyszczykowo-kwarcowych, posiadają specyficzne cechy geometrii; ich antyformy wykształcone są w klasie 3 wg J. Ramsaya (1967), a synformy wykazują właściwości klasy 1. Niekiedy antyformy tych mezostruktur wykształcone są jak typowe fałdy symilarne, a w synformach dochodzi do utworzenia foliacji krystalizacyjnej o orientacji zbliżonej do orientacji kliważu krenulacyjnego. Przypuszczalnie taka struktura mogła powstać w warunkach progresywnej kompresji, przez modyfikację fałdów typu krenulacyjnego w miejscach, gdzie istniał kliważ typu zonalnego. Mechanizm powstawania takich struktur jest zgodny z koncepcją J. Ramsaya (1967), który dowodzi, że fałdy symilarne niekoniecznie powstają pod wpływem procesu progresywnego płynięcia (*flow*) lub ścinania (*slip*) równoległych do powierzchni osiowych fałdów, ale swój rozwój mogą zawdzięczać głównie mechanizmowi zginania.

Niekiedy, zupełnie sporadycznie zanotowano typowe fałdy symilarne uformowane w procesie ścinania. Innymi strukturami fałdowymi pojawiającymi się w drugim etapie deformacji są fałdy dysharmonijne, szewronowe i załomowe.

Fałdy dysharmonijne wykazują znaczne i szybkie zmiany w nachyleniu osi. Struktury te są niepentratywne w większej skali. Fałdy szewronowe obserwowano na szczycie Granatów i we wsi Laski, a także w kamieniołomie w Krobicy i w skarpię między Krobicą i Orłowicami. Typowe fałdy szewronowe tego obszaru rozwijają się w cienkolaminowanych łupkach kwarcowo-łyszczkowych i wykazują asymetrię SSW i SW. W powierzchniach osiowych nie obserwuje się rekrystalizacji. Fałdom szewronowym z reguły towarzyszą fałdy załomowe. Generalnie obydwie typy struktur mają podobną orientację, z tym że osie fałdów załomowych charakteryzują się większą dyspersją. Często obserwuje się formy pośrednie pomiędzy fałdami załomowymi i szewronowymi, co wskazuje, że struktury te powstały w jednym akcie deformacji.

Jak wykazały eksperymentalne badania M.S. Patersona i L.E. Weissa (1966), fałdy załomowe, a ściślej sprzężone systemy fałdów załomowych, są strukturami, które pojawiają się w skale już przy bardzo nieznacznych naciskach kierunkowych, przy czym orientacja powstających struktur nie jest zgodna z osią b elipsoidu deformacji, lecz zależy od siły nacisku, wartości ciśnienia hydrostatycznego i kąta między kierunkiem nacisku a orientacją foliacji w deformowanej skale. W warunkach słabego stressu osie struktur są nieuporządkowane, tworzą się dwa lub więcej systemów sprzężonych, w których poszczególne fałdy zachodzą na siebie stwarzając wrażenie superpozycji struktur pochodzących z różnych faz deformacji. Dopiero przy znacznym zwiększeniu siły nacisku w deformowanym materiale pojawiają się fałdy szewronowe charakteryzujące się już pewnym uporządkowaniem osi i powierzchni osiowych. Dlatego uważamy, że jeśli w obszarze bezpośrednich obserwacji foliacja S_1 zafałdowana jest jedynie w fałdy załomowe lub ich systemy, to nie można ściśle określić ich przynależności do konkretnego etapu rozwoju strukturalnego. Warunkiem prawidłowego zaklasyfikowania tych form jest jednoznaczna korelacja określonych elementów ich geometrii (na zasadzie superpozycji lub paragenezy) z wyżej wymienionymi typami fałdów drugiej generacji.

Można wnioskować, że w czasie drugiego etapu deformacji niehomogeniczność materiału spowodowała, że w pewnych miejscach doszło do rozwoju fałdów ze zginania, w innych do utworzenia fałdów załomowych i szewronowych. Dalsza modyfikacja tych wyjściowych form zachodziła pod wpływem progresywnej kompresji. W czasie tego procesu fałdy ze zginania zostały przekształcone w struktury krenulacyjne, a w szczególnych warunkach w fałdy symilarne, natomiast struktury załomowe dały początek fałdom szewronowym.

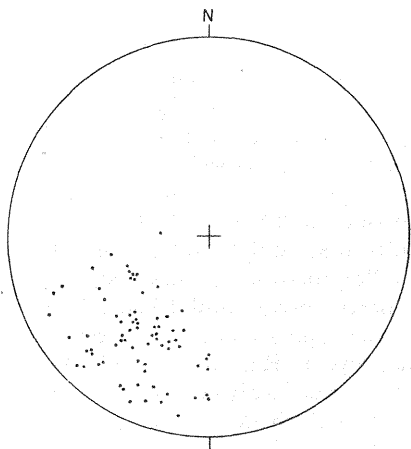


Fig. 10. Orientacja struktur S_2 (74 pomiary)
Orientation of structures S_2 (74 measurements)

Niejednokrotnie drugi etap deformacji reprezentowany jest głównie przez foliację krystalizacyjną S_2 (fig. 10) i lineację l_2 (lineacja z przecięcia $S_1 \times S_2$). Taki charakter drugiej deformacji wykazują gnejsy słojuowo-oczkowe oraz „leptynity”

(K. Kozłowski, 1974) na wschodnich zboczach Blizboru. W obu tych odmianach skalnych foliacja S_2 wykształcona jest w postaci skośnego złupkowania przecinającego płaszczyznę foliacji S_1 (fig. 11). Soczewki kwarcu w łupkach oraz oczka skalenia i kwarcu w gnejsach słoju-oczkowych z reguły mają zarys romboidalny, przy czym jedna para ścian rombu układa się zgodnie z przebiegiem foliacji S_1 , druga zaś zgodna jest z nałożoną foliacją S_2 . W „leptynitach” z Kotliny po-

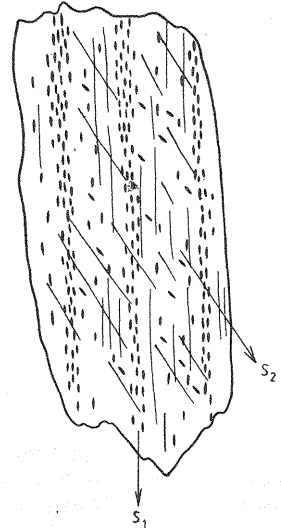


Fig. 11. Foliacja S_2 skośna do foliacji S_1 w leptynitach wzgórze Blizbor; wielkość naturalna

Foliation S_2 , oblique to S_1 , developed in leptynites of the Blizbor hill; natural size

wierzchnie S_2 mają charakter złupkowania krystalizacyjnego i wyznaczone są przez kierunkową rekrytalizację porfiroblastów biotytu. Genezę owych porfiroblastów K. Smulikowski (1958) i K. Kozłowski (1974) tłumaczą metasomatyczną aktywnością w tym rejonie. Z poglądem takim polemizuje M. Borkowska i in.

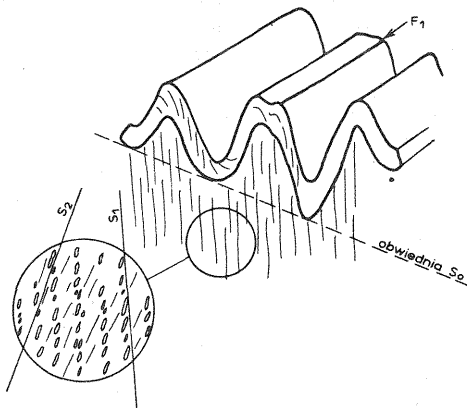


Fig. 12. Zależności pomiędzy powierzchniami S_0 , S_1 i S_2 na przykładzie leptynitów z Kotliny. Przeguby fałdów f_1 wyznaczają obwiednię S_0 , widoczna wewnętrzna budowa sfałdowanej warstwy – warstwowanie przekątne

Interdependences of surfaces S_0 , S_1 and S_2 at the example of leptynites from Kotlinia. Crests of folds f_1 mark envelope S_0 , internal structure of diagonal bedding - is visible

(1980). Powstanie porfiroblastów biotyту badacze ci wiążą z metamorfizmem termicznym, którego wiek został określony na 310–320 mln lat. Powierzchnie (001) porfiroblastów biotyту nie są według tych badaczy zgodne ani z powszechną foliacją (przypuszczalnie chodzi tu o S_1), ani ze strukturami planarnymi wyznaczonymi przez poikiloblastyczne wrostki kwarcu w biotyтах. Zaznaczają oni też, że porfiroblasty biotyту są deformowane przez foliację, która została zinterpretowana jako struktura młodsza. Wyrażono także pogląd, że dominująca foliacja zgodna jest z powierzchniami stratyfikacji S_0 .

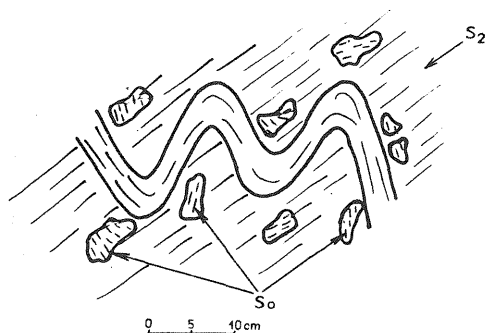


Fig. 13. Fałd f_1 i foliacja S_2 w łupkach lyszczykowych z porfiroblastami biotyту. Wrostki kwarcu w biotycie wyznaczają powierzchnię S_0 ; Gierczyn

Fold f_1 and foliation S_2 in micaceous schists with biotite porphyroblasts. Quartz inclusions in biotite mark surface S_0 ; Gierczyn

Szczegółowe obserwacje struktur tektonicznych w kamieniołomie w Kotlinie i na wschodnich zboczach Blizbora pozwoliły nam uściślić i rozszerzyć powyższe wnioski. Figury 12 i 13 przedstawiają zależności pomiędzy strukturami S_0 , S_1 i S_2 , można tu bowiem wyróżnić trzy generacje struktur planarnych:

1. Powierzchnie stratyfikacji S_0 – sfaldowane w pierwszym etapie deformacji kompetentne laminy z zachowanymi śladami wewnętrznej budowy ławicy (warstwowanie przekątne) – fig. 12. Stratyfikacja podkreślona jest przez wrostki kwarcu w porfiroblastach biotyту – fig. 13.

2. Powierzchnie foliacji krystalizacyjnej S_1 . Porfiroblasty biotyту mają tendencję do grupowania się w laminy o niewyraźnych zarysach, zgodnie z foliacją S_1 , – fig. 12.

3. Powierzchnie foliacji krystalicznej S_2 , zgodnie z którymi nastąpiła powtórna rekrytalizacja porfiroblastów biotyту. Powierzchnie (001) biotyту nie są równoległe do S_1 , lecz wyznaczają wyraźną nową płaszczyznę, której orientacja odpowiada foliacji S_2 związanej z drugim fałdowaniem w łupkach. W skali płytki cienkiej z reguły lepiej widoczna jest foliacja S_2 – fig. 12.

Z przedstawionych zależności wynika, że w czasie deformacji D_1 biotyt zgrupowany był w formie lamin, które w drugim etapie fałdowania uległy porozrywaniu. Biotyt zrekrytalizował wówczas zgodnie z powierzchniami S_2 , tworząc duże porfiroblasty o średnicy 3–8 mm.

Podobnie jak w Kotlinie, tak i w pozostałych odsłonięciach łupków z porfiroblastami biotyту foliacja krystalizacyjna i lineacja z przecięcia $S_1 \times S_2$ są dominującymi strukturami reprezentującymi drugi etap deformacji. Na wschodnich zboczach Blizbora porfiroblasty biotyту osiągają znaczne rozmiary – do 15 mm średnicy. Wszystkie rekrytalizowały zgodnie z powierzchniami S_2 i wyznaczyły na powierzchniach S_1 lineację l_2 o orientacji 260/30.

TRZECIA FAZA DEFORMACJI

Trzecia faza deformacji w przeciwieństwie do pierwszej i drugiej, które są penetratywne w skali badanego terenu, objęła swym oddziaływaniem pewne niewielkie partie łupków. Nakładanie się mezo- i mikrofałdów f_3 na fałdy f_2 obserwowano w Laskach i Orłowicach oraz na stokach Granatów (fig. 14 i 15). W za-

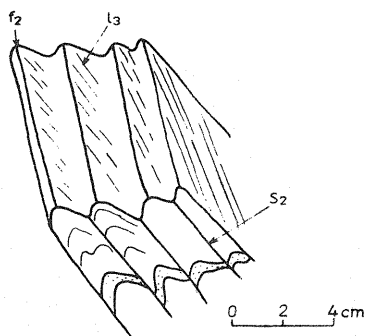


Fig. 14. Lineacja l_3 rozwinięta na skrzydłach fałdów i na powierzchniach S_2 ; Laski
Lineation l_3 developed in limbs of folds f_2 and at surfaces S_2 ; Laski

leżności od pierwotnego stylu struktur f_2 , na których obecnie widać efekty trzeciego etapu deformacji, wykazać można szereg prawidłowości. W fałdach załomowych, w których powierzchnie osiowe mają charakter klinażu spękania, rolę powierzchni, na której wyładowują się naprężenia trzeciego etapu deformacji, przejmują zdeformowane skrzydła fałdów załomowych.

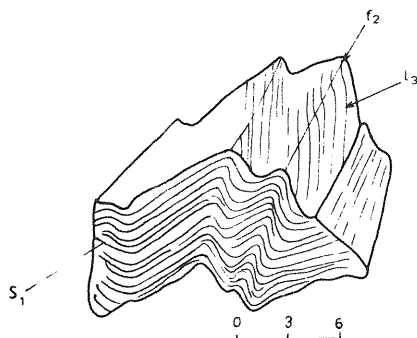


Fig. 15. Lineacja l_3 nałożona na fałdy szewronowe f_2 ; wzgórze Granaty
Lineation l_3 overprinted on chevron folds f_2 ; Granaty hill

Zgodnie z danymi eksperymentalnymi M.S. Patersona i L.E. Weissa (1966) fałdy załomowe nie są typowymi strukturami fałdowymi i istnieją dopóty, dopóki w skale zaznaczają się domeny zdeformowane (zdeformowane skrzydła fałdów załomowych) i domeny niezdeformowane (niezdeformowane skrzydła fałdów załomowych). O ile struktury f_1 są zawsze wyraźnie widoczne tylko na jednym

ze skrzydeł fałdu załomowego, to w wypadku fałdów szewronowych można je śledzić na obu skrzydłach. Obserwacje te częściowo pokrywają się z sytuacją zanotowaną przez M. Dumicza (1976) w metamorfiku Śnieżnika, gdzie w łupkach łyszczkowych powierzchniami zaangażowanymi w trzeci etap deformacji są powierzchnie osiowe i skrzydła fałdów f_2 .

W płaszczyznach anizotropii S_2 , szczególnie tam, gdzie strefy kliważu krenulacyjnego typu *discrete* są szerokie, pojawiają się drobne asymetryczne fałdki szewronowe należące do trzeciej generacji mezostruktur (tabl. VI, fig. 27). Formy te mają bardzo regularne powierzchnie osiowe zorientowane pod małym kątem do płaszczyzn S_2 . Na powierzchniach foliacji krenulacyjnej obserwuje się dwójakiego rodzaju struktury linijne: lineację z przecięcia $S_2 \times S_3$ oraz równoległą do niej gufraż. Lineacje te tworzą z osiami fałdów krenulacyjnych kąt rzędu kilkunastu stopni (fig. 14). Odmienne wyrażona jest trzecia generacja mezostruktur w skałach, w których efektem drugiej deformacji są struktury załomowe i fałdy szewronowe. W powierzchniach osiowych fałdów szewronowych nie doszło do wykształcenia foliacji krystalizacyjnej, toteż powierzchniami predysponowanymi do rozwoju struktur trzeciej generacji są skrzydła tych fałdów (fig. 15). Obserwowane tu struktury nie są urozmaicone – widoczny jest niewyraźny gufraż i drobne zmarszczkowanie. Brak lineacji z przecięcia spowodowany jest brakiem rekrytalizacji w powierzchniach osiowych zarówno fałdów f_2 , jak i f_3 .

Przedstawione wyżej spostrzeżenia jednoznacznie wskazują na obecność trzeciego etapu deformacji, ponieważ stwierdzona została superpozycja struktur f_3 względem pewnych elementów geometrii starszych form. Trudniejsze jest udokumentowanie etapu D_3 w skałach niesfałdowanych w drugim etapie deformacji.

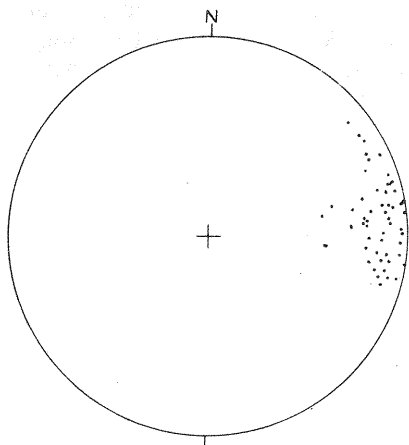


Fig. 16. Orientacja struktur f_3 i l_3 (52 pomiary)
Orientation of structures f_3 and l_3 (52 measurements)

Przypuszczalnie deformacja D_3 objęła również pewne partie łupków niezaangażowanych w etapie D_2 . W kamieniołomie w Krobicy oraz sporadycznie w rejonie Przeczniczy obserwowano drobny gufraż o orientacji zbliżonej do lineacji l_3 . Fałdy f_3 i zmarszczkowanie l_3 , mierzone na powierzchniach S_2 oraz na skrzydłach fałdów szewronowych f_2 , grupują się w interwale $80-110^\circ$. Lineacja l_3 zapada pod niewielkim kątem na E (fig. 16).

POZACJA TEKTONICZNA I CHARAKTER DEFORMACJI
ŚRÓDLŪPKOWYCH GNEJSÓW SŁOJOWO-OCZKOWYCH

Środkiem pasma łupkowego przebiegają gnejsy słojowo-oczkowe odsłaniające się bądź w postaci jednej ciągłej wkładki o miąższości średnio 100 m, bądź też jako dwa lub więcej małych miąższych pasm poprzedzielanych łupkami. Struktury i tekstury gnejsów śródlupkowych ulegają zmianom na przestrzeni krótkich odcinków. Według K. Smulikowskiego (1958) gnejsy śródlupkowe w porównaniu z granitognejsami izerskimi zawierają więcej kwarcu, łyszczyków i chlorytu, a znacznie mniej skaleni. K. Kozłowski (1974) wyraził pogląd, że oczka albitu w gnejsach śródlupkowych nie powstały kosztem uprzednio istniejącego mikroklinu, lecz w wyniku rekrytalizacji z drobniejszych ziarn albitowych. Podobny pogląd wypowiedział K. Smulikowski (1958), który nie wykluczył istnienia pierwotnego albitu w skale macierzystej. Takiego samego zdania jest W. Smulikowski (1972). Autor ten widzi genetyczne związki między gnejsami śródlupkowymi Pasma Kamienickiego a podobnymi skałami opisywanymi z Gór Kaczawskich (łupki z drobnoziarnistym detrytycznym skaleniem). Powyższe wnioski dowodzą zapewne osadowe pochodzenia tych gnejsów. Prawdopodobnie materiałem wyjściowym dla późniejszych gnejsów śródlupkowych były skały zbliżone składem do piaskowców szarogłazowych.

Gnejsy śródlupkowe, skały w całej swej masie jednorodne i w sposób kompetentny reagujące na naprężenia, w każdej fazie rozwoju zachowywały się inaczej niż łupki łyszczykowe z licznymi wkładkami skał o różnej kompetencji i miąższości. I tak, w fazie D_1 skały wyjściowe macierzyste zostały zafałdowane w izoklinalne makrofałdy f_1 . Skrzydła tych makrostruktur widoczne są w postaci dwóch lub więcej wkładek gnejsowych w materiale łupkowym, zgodnie z ogólnym przebiegiem struktur S_1 i f_1 . Pod wpływem metamorfizmu dynamicznego związanego z tą fazą deformacji piaskowce przekształciły się w cienkolaminowane gnejsy. W gnejsach śródlupkowych nie stwierdzono mezofałdów f_1 tak charakterystycznych dla stylu pierwszej deformacji w łupkach. W etapie D_2 w gnejsach lokalnie rozwinęła się struktura oczkowa według schematu opisanego w rozdziale o drugim etapie deformacji. Mezostruktury f_2 reprezentowane są przez nieliczne fałdy symilarne o osiach $75-80/20^\circ$ i powierzchniach osiowych $35/50^\circ$. Powierzchnie S_2 i związana z nimi lineacja z przecięcia $S_2 \times S_1$ i $S_2 \times S_0$ są strukturami penetratywnymi w całym paśmie gnejsów śródlupkowych. Mezostruktur trzeciego etapu deformacji w gnejsach śródlupkowych nie obserwowano.

Wszystkie odmiany litologiczne skał Pasma Kamienickiego, w tym również gnejsy śródlupkowe, mają podobny przebieg i zbliżone kąty upadu. Kąt pomiędzy horyzontalnie leżącymi osadami sprzed okresu pierwszej deformacji a obecną orientacją foliacji S_1 waha się od 50 do 70° .

WNIOSKI

Łupki łyszczykowe Pasma Kamienickiego przeszły wielofazowy rozwój strukturalny. W pierwszym etapie deformacji protolity łupków łyszczykowych zostały sfałdowane w fałdy izoklinalne o przebiegu E-W. W powierzchniach osiowych tych fałdów utworzyła się foliacja metamorficzna S_1 , która obecnie jest jedyną penetratywną powierzchnią w skałach Pasma Kamienickiego. Foliacja S_1 nie naśladuje warstwowania sedymentacyjnego, lecz najczęściej jest zorientowana pod dużym kątem w stosunku do S_0 .

W drugiej fazie deformacji sfałdowaniu uległy powierzchnie foliacji S_1 . W tym etapie deformacji lokalnie rozwinęła się foliacja krystalizacyjna S_2 , która w wyniku przecięcia się z powierzchniami S_1 i S_0 dała lineacje l_2 . Osi fałdów f_2 i lineację l_2 zapadają pod małymi kątami na E, ENE i rzadziej na NW.

Trzecia deformacja, w przeciwieństwie do poprzednich, zaznaczyła się tylko w pewnych niewielkich partiach łupków. Struktury etapu D_3 reprezentowane są przez delikatne zmarszczkowanie oraz przez nieliczne fałdy szewronowe i załomowe bez śladów rekrystalizacji w powierzchniach osiowych. Osi tych struktur zapadają pod małymi kątami na E i ESE.

Podobnie jak we wszystkich obszarach nie posiadających dokumentacji stratygraficznej ustalenie wieku poszczególnych deformacji łupków Pasma Kamienickiego jest niezmiernie trudnym zagadnieniem. Zgodnie z datowaniami radiometrycznymi biotytów i muskowitów ze skał bloku izerskiego, wykonanymi przez M. Borkowską i in. (1980), wiek bezwzględny gnejsów izerskich mieści się w przedziale górny kambr – dolny/środkowy ordowik. Wymienieni autorzy stoją na stanowisku, że jest to wiek protolitów gnejsów izerskich. Nie można jednak odrzucić alternatywnej hipotezy, że otrzymane wyniki datowań wskazują na wiek pierwszej regionalnej rekrystalizacji metamorficznej w skałach bloku izerskiego (wszystkie łuszczyki z gnejsów izerskich wykazują wybitną kierunkową orientację zgodną z orientacją foliacji S_1 w łupkach Pasma Kamienickiego). M. Borkowska i in. (1980) sądzą, że główna deformacja gnejsów izerskich jest pofameńska, ale starsza od intruzji leukogranitu, którego wiek określono na 310–320 mln lat. Można więc przypuszczać, że górną granicę wiekową trzech etapów fałdowań w łupkach Pasma Kamienickiego określają wspomniane leukogranity, ponieważ w przeciwieństwie do pozostałych skał krystalicznych bloku izerskiego nie wykazują one żadnych znamion deformacji.

Materiał do niniejszego artykułu zebrano tylko ze skał Pasma Kamienickiego, dlatego też na obecnym etapie badań autorzy nie podjęli próby interpretacji pozycji tektonicznej łupków Pasma Kamienickiego w stosunku do otaczających gnejsów izerskich. W obecnej fazie badań możemy jedynie stwierdzić, że foliacja S_1 , która rozwinęła się w pierwszym etapie deformacji i która jest dominującą powierzchnią zarówno w łupkach, jak i w otaczających gnejsach, nie może być podstawą do kartowania makrostruktur powstałych w etapie D_1 . Podstawą do wydzielenia równoleżnikowych makrofałdów w bloku izerskim były zmiany kierunku staroassyntyjskiej lineacji (J. Oberc, 1972). W łupkach Pasma Kamienickiego najstarsza lineacja jest równowiekowa z etapem D_1 i nie ulega żadnej rotacji na skrzydłach pierwszych fałdów. Istnienie makrostruktur f_1 można będzie udowodnić dopiero po ustaleniu rzeczywistego przebiegu struktur S_0 w całym regionie izerskim.

Oddział Dolnośląski
Instytutu Geologicznego
Wrocław, al. Jaworowa 19

Nadesłano dnia 14 maja 1981 r.

PIŚMIENNICTWO

- AHRENS W. (1925) – Gefüge und Entstehungsgeschichte der Gneisgranite des Isergebirges. Mitt. Abt. Gesteins-u. Salzuntersuch. 2.
- BERG G. (1922) – Die Gesteine des Isergebirges. Jb. Preuss. Geol. L.-A., 43, p. 125–168.
- BERG G. (1926) – Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Blatt Flinsberg-Strickenhäusen. Friedeberg a. Queiss.
- BORKOWSKA M., HAMEUTR J., VIDAL P. (1980) – Origin and age of Izera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. Acta Geol. Pol., 30, p. 121–146, nr 2.
- DON J. (1972) – Relikty amfibolitów w gnejsach gierałtowskich. Przewodnik do geologicznej wycieczki problemowej. Pol. Tow. Geol., Oddział Wrocławski.
- DUMICZ M. (1975) – Pozycja tektoniczna kwarcytów z Goszowa. Przew. XLVII Zjazdu Pol. Tow. Geol., p. 98–106.
- DUMICZ M. (1976) – Próba wyjaśnienia tektogenezy serii zmetamorfizowanych Ziemi Kłodzkiej. Materiały Konferencji Terenowej, Międzyzlesie.
- GORCZYCA-SKAŁA J. (1966) – Structural research in the boundary area between the Kaczawa Mts and Izera Region. Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sc. Géol. Géogr., 14, p. 171–179, nr 3.
- GRAY D.R. (1979) – Microstructure of crenulation cleavages: an indicator of cleavage origin. Am. Jour. Sci., 12, nr 1.
- KODYM O., SVOBODA J. (1948) – Kaledonská přikrová stavba Krkonos a Jizerských hor. Sb. Stat. Geol. Ust. ČSR, 15, p. 109–142.
- KOZŁOWSKI K. (1974) – Łupki krystaliczne i leukogranity pasma Stara Kamienica–Świeradów. Zdrój. Geol. Sudetica, 9, p. 7–88, nr 1.
- OBERC J. (1958) – Izerska seria suprakrustalna. Prz. Geol., 6, p. 389, nr 8/9.
- OBERC J. (1960) – Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Acta. Geol. Pol., 30, p. 1–41, nr 2.
- OBERC J. (1961) – An outline of the geology of the Karkonosze–Izera block. Zesz. Nauk. UW. Ser. B, nr 8, p. 139–170.
- OBERC J. (1972) – Sudety i obszary przyległe. W: Budowa geologiczna Polski, 4. Tektonika, cz. 2. Wyd. Geol. Warszawa.
- PATERSON M.S., WEISS L.E. (1966) – Experimental deformation and folding in phyllite. Geol. Soc. Am. Bull., 77.
- RAMSAY L.G. (1963) – Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian Rocks of the North-West Caledonides. The Brit. Cal.
- RAMSAY J.G. (1967) – Folding and fracturing of rocks.
- SMULIKOWSKI K. (1958) – Łupki mikowe i granitognejsy na północnych zboczach Pasma Kamienickiego w Sudetach Zachodnich. Biul. Inst. Geol., 127, p. 5–31.
- SMULIKOWSKI W. (1966) – Eastern part of Izera gneiss boundary against the Kaczawa Mts. schist-series (West Sudetes). Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr., 14, p. 253–261, nr 4.
- SMULIKOWSKI W. (1972) – Petrografia i strukturalne problemy północnej okrywy granitu Karkonoszy. Geol. Sudetica, 6, p. 97–180.
- SZAŁAMACHA J. (1966) – Rozwój budowy geologicznej bloku izerskiego. Z Geologii Ziem Zachodnich, 2, p. 129–136.
- TEISSEYRE H. (1968) – Serie metamorficzne Sudetów. Uwagi o stratygrafii, następstwie i wieku deformacji oraz metodach badawczych. Geol. Sudetica, 4, p. 7–38.

Эльжбета ДЗЕМЯНЧУК, Кжиштоф ДЗЕМЯНЧУК

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР СЛЮДИСТЫХ СЛАНЦЕВ КАМЕНИЦКОЙ ГРЯДЫ НА ОТРЕЗКЕ ОТ ЧЕРНЯВЫ ДО РЕМБИШОВА

Резюме

Слюдистые сланцы Каменицкой гряды входят в состав Карконошско-Изерского блока. Они тянутся в виде узкого, почти меридионального пояса от Лазне Либверда в Чехословакии до Войцешниц. В слюдяных сланцах Каменицкой гряды наблюдаются линейные, складчатые и плоские структуры, свидетельствующие о трёхфазовости тектонического развития этих пород.

Самыми древними структурами являются сжатые внутрилистовые складки, сохранившиеся в наиболее компетентных породах, главным образом в кварцевых сланцах. Они по форме близки к изоклинальным складкам, угол между крыльями составляет от нескольких до 10—20 градусов и характеризуются большой дисперсией оси. В первом этапе складчатости наступила полная транспозиция первичных седиментационных структур. В слюдяных сланцах развилась листоватость S_1 , параллельная поверхности осевых складок F_1 . Эта листоватость в настоящее время является единственной проникающей поверхностью в сланцах Каменицкой гряды. Листоватость S_1 на всей площади имеет крутое падение на С, оси первичных складок в районе Пжечницы и Чернявы ориентированы в направлении В-З, а в окрестностях Герчина падают на С под углом около 45°.

Во второй фазе деформации смятию в складки подверглась кристаллизационная листоватость S_1 . Мезоструктуры второй фазы представлены плейчатými складками и генетически с ними связанными плейчатыми кливажами, сформированными как discrete crenulation cleavage или как zonal crenulation cleavage. В массивных средне и толстослоистых слюдисто-кварцевых сланцах образовались симилярные складки, специфические по своей геометрии: их антиформы сформированы по 3 классу (по Я. Рамсаю, 1967), а синформы проявляют свойства 1 класса. Ещё одними складчатыми структурами второй фазы деформации являются дисгармоничные, шероховатые и преломлённые складки. В осевых поверхностях некоторых типов складок F_2 образовалась кристаллизационная листоватость S_2 , которая в результате скрещивания с поверхностями S_1 дала линейность L_2 . Мезоскладки F_2 и линейность L_2 параллельны большому асимметричному складкам с виргацией ЮЮВ и с осями, падающими на В, ВСВ, реже на З и обычно появляются в их переклиальных зонах.

На поверхностях анизотропии S_2 , особенно там, где зоны плейчатого кливажа типа discrete широкие, появляются мелкие асимметричные шевроновые складочки, относящиеся к третьей генерации мезоструктур. Эти формы отличаются очень регулярными осевыми поверхностями, ориентированными под небольшим углом к поверхностям S_2 . На плейчатой сланцеватости наблюдается линейность пересечения $S_2 \times S_3$, а также параллельная ей морщинистость. Эти линейности образуют с осями плейчатых складок угол порядка 10—20 градусов. Складки F_3 и линейности L_3 под небольшим углом падают на ВЮВ, В и ВСВ.

Так же как во всех стратиграфически не изученных областях определение возраста отдельных деформаций сланцев Каменицкой гряды на современном этапе изученности невозможно. Основываясь на радиометрическом датировании слюд в некоторых изерских породах (М. Борковска и др. 1980) и в то же время принимая собственную, отличающуюся от интерпретации указанных авторов, концепцию возрастной очередности отдельных генераций слюд, высказывается предположение, что самый молодой этап деформации в породах Каменицкой гряды имел место перед средним карбоном.

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK

STRUCTURAL DEVELOPMENT OF MICACEOUS SCHISTS OF THE
PASMO KAMIENICKIE RANGE BETWEEN CZERNIAWA AND RĘBISZÓW

S u m m a r y

Micaceous schists of the Pasma Kamienickie Range belong to the Karkonosze-Izera Block. They are distributed in the form of a narrow, sub-latitudinal zone from Lazne Libverda in Czechoslovakia to Wojcieszycze. The recorded linear, fold and planar structures indicate three-phase tectonic development of these rocks.

The oldest structure are represented by narrow intrafoliation folds, the relics of which may be found in most competent rocks, mainly quartzite schists. These forms are close to isoclinal folds with angle between limbs varying from a few to about a dozen degrees and characterized by marked dispersion of axes. The first phase of folding was connected with complete transposition of original sedimentary structures. Foliation S_1 , parallel to axial planes of folds f_1 , developed in micaceous schists. At present, this is the only penetrative plane in the schists of the Pasma Kamienickie Range. It is dipping steeply northwards in the whole area whereas axes of the first folds are E-W oriented in the vicinities of Przecznica and Czerniawa and they dip at the angle of about 45° near Gierczyn.

The second phase of deformations resulted in folding of crystallizational foliation S_1 . Mesofolds of that phase are represented by crenulation folds and genetically related crenulation cleavage developed as either of the discrete or zonal type. Similar folds with specific geometry (with antiforms developed in the class 3 of J. Ramsay (1967) and synforms displaying features of the class 1) have developed in massive, medium- to coarse-laminated micaceous-quartz schists. Other fold structures of that phase of deformations include disharmonious, chevron and zig-zag folds. Crystallizational foliation S_2 developed in axial planes of some types of folds f_2 , and its intersection with planes S_1 resulted in origin of lineation l_2 . Mesofolds f_2 and lineations l_2 are normal to large asymmetric folds with SSW vergence and axes dipping to E, ENE and, sometimes, W and they as a rule appear in crest parts of the latter.

Small-scale asymmetric chevron folds belonging to the third generation of mesostructures appear in anisotropy planes S_2 , especially in places where zones of discrete crenulation cleavage are wide. They are characterized by highly regular axial planes oriented at low angle to the planes S_2 . The crenulation foliation displays lineation related to intersection of S_2 and S_3 , as well as wrinkling parallel to it. The lineation and axes of crenulation folds are set at an angle of about a dozen degrees. The folds f_3 and lineation l_3 are dipping at low angle to ESE, E, ENE.

Similarly as in other areas without stratigraphic record, it is nowadays impossible to date individual stages of deformations of schists in the Pasma Kamienickie Range. On the basis of radiometric datings of micas from some Izera rocks (M. Borkowska and others, 1980) and with reference to our alternative interpretation of the time succession of individual generations of micas, it is assumed that the youngest stage of deformations of rocks in the Pasma Kamienickie Range has taken place before the Middle Carboniferous.

TABLICA I

Fig. 17. Izoklinalne fałdy f_1 w kwarcycie – Przecznicza; wielkość naturalna

Isoclinal folds f_1 in quartzite – Przecznicza; natural size

Fig. 18. Relikt mikrofałdu f_1 w laminie kwarcytowej – Przecznicza; pow. 20 ×, negatyw płytki cienkiej

Relic of microfold f_1 in quartz lamina – Przecznicza; × 20, negative of thin section



Fig. 17

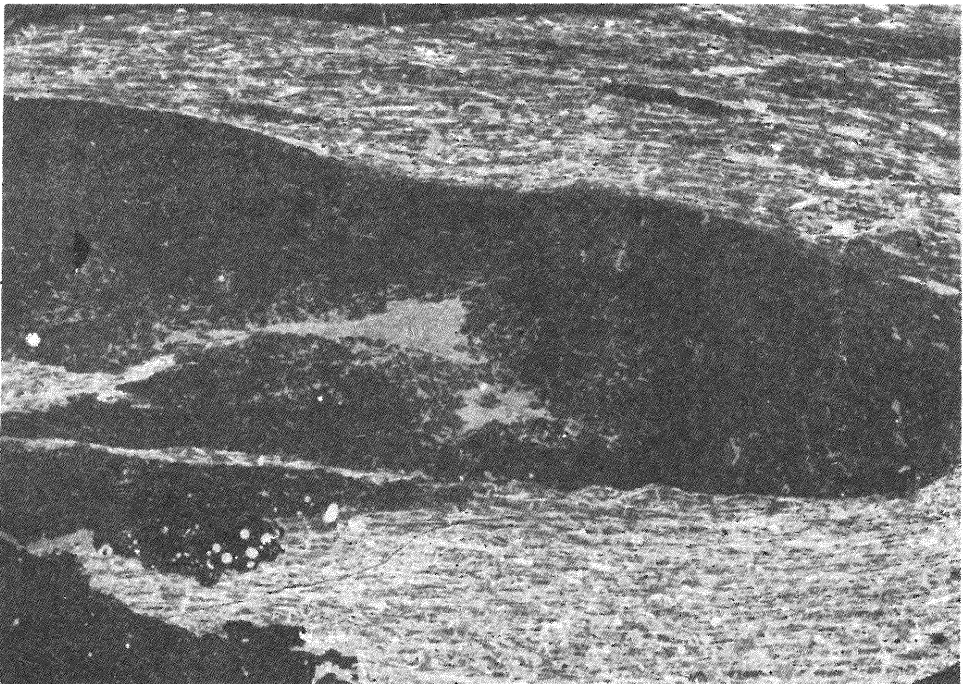


Fig. 18

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamiennickiego między Czerniawą a Rębiszowem

TABLICA II

Fig. 19. Intrafoliacyjny fałd w laminie kwarcowej, rozwinięty wskutek translacji w płaszczyźnie złupkowania S_1 – Kotlina; pow. $5 \times$

Intrafoliation fold in quartz lamina, developed due to translation in schistosity plane S_1 – Kotlina; $\times 5$

Fig. 20. Kliważ krenulacyjny typu zonalnego w łupkach łyszczykowo-kwarcowych – Przecznicza; pow. $10 \times$, negatyw płytki cienkiej

Crenulation cleavage of the zonal type in micaceous-quartz schists – Przecznicza; $\times 10$, negative of thin section

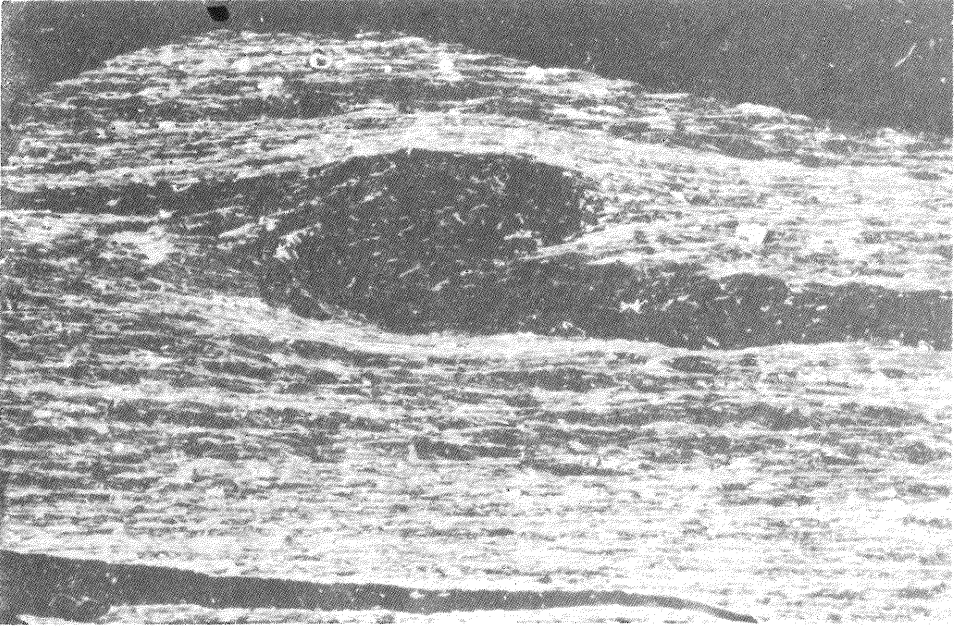


Fig. 19

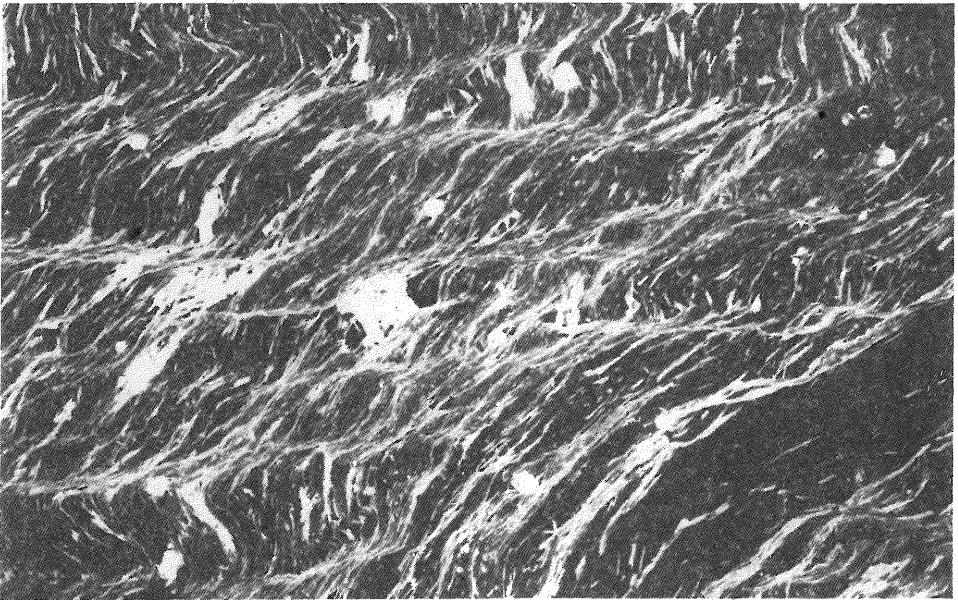


Fig. 20

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamiennickiego między Czerniąwą a Rębiszowem

TABLICA III

Fig. 21. Kliważ krenulacyjny typu *discrete* w łupkach łyszczykowo-kwarcowych – Przecznicza; wielkość naturalna

Crenulation cleavage of the discrete type in micaceous-quartz schists – Przecznicza; natural size

Fig. 22. Kliważ krenulacyjny typu *discrete*; pow. $10 \times$, negatyw płytki cienkiej

Crenulation cleavage of the discrete type; $\times 10$, negative of thin section



Fig. 21

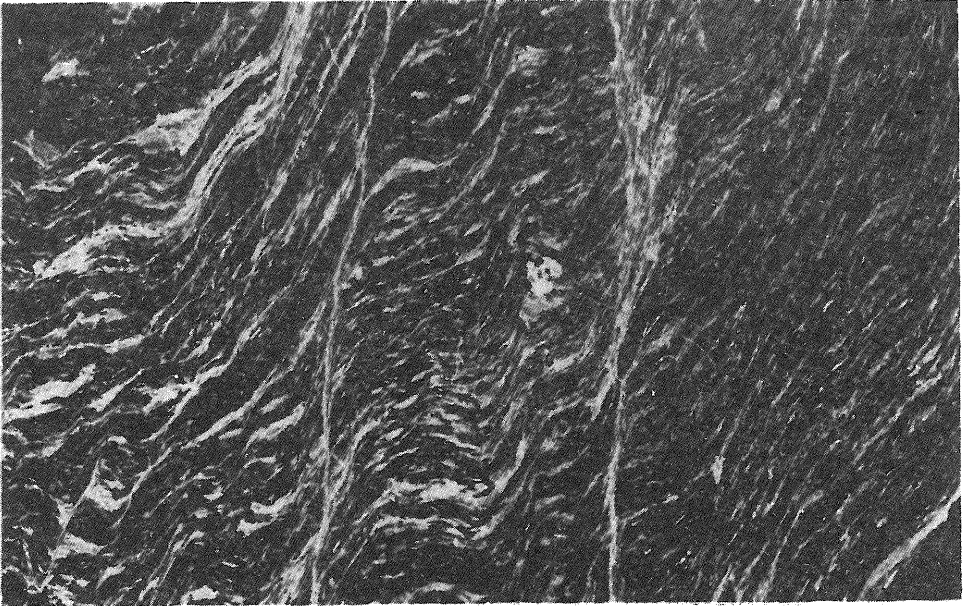


Fig. 22

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK – Rozwój strukturalny łupków lyszczykowych Pasma Kamiennickiego między Czerniawą a Rębiszowem

TABLICA IV

Fig. 23. Kliważ krenulacyjny typu zonalnego, widoczne silne wycienienie skrzydeł mikrofałdów zbudowanych z lamin kwarcowych – Krobica; pow. $5\times$, negatyw płytki cienkiej

Crenulation cleavage of the zonal type; note marked thinning of microfold limbs built of quartz laminae – Krobica: $\times 5$, negative of thin section

Fig. 24. Niehomogeniczna struktura krenulacyjna w łupku lyszczykowym z miąższą laminą kwarcową – Przecznicza; pow. $5\times$, negatyw płytki cienkiej

Unhomogeneous crenulation structure in micaceous schist with thick quartz lamina – Przecznicza; $\times 5$, negative of thin section

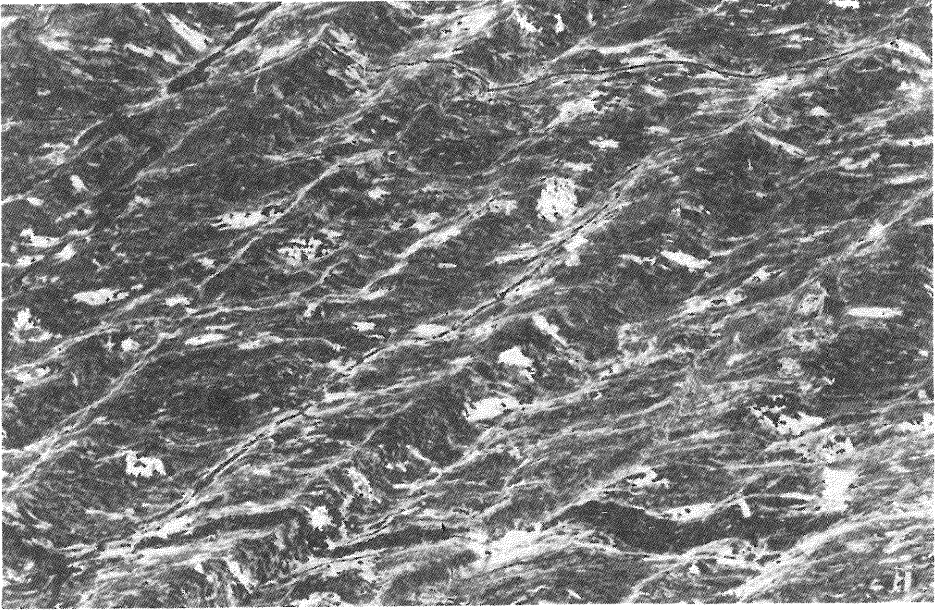


Fig. 23

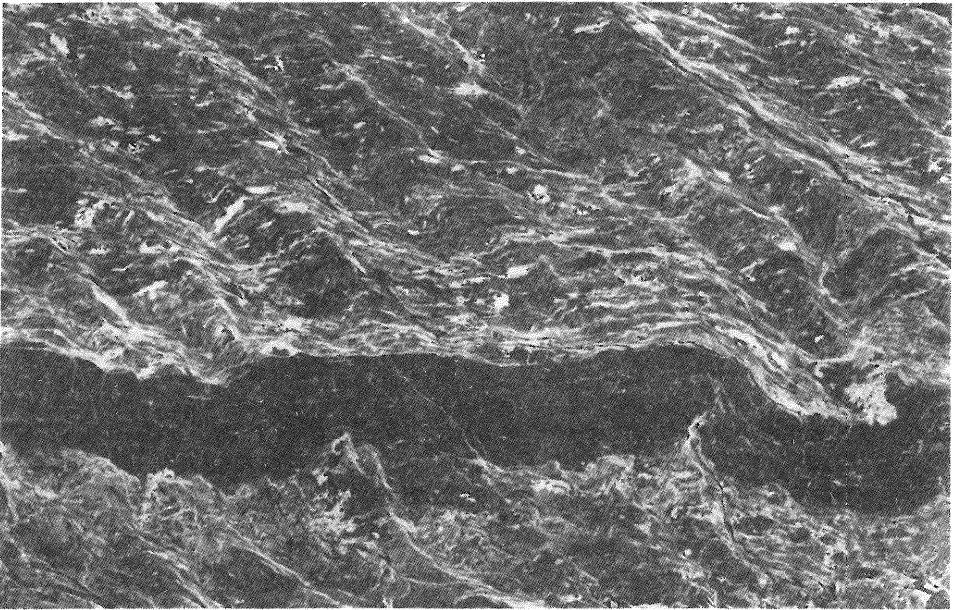


Fig. 24

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czerniawą a Rębiszowem

TABLICA V

- Fig. 25. Struktura krenulacyjna w łupkach łyszczykowo-chlorytowo-kwarcowych z porfiroblastami granatu – Przeczница; pow. $5\times$, negatyw płytki cienkiej
Crenulation structure in micaceous-chlorite-quartz schists with porphyroblasts – Przeczница; $\times 5$, negative of thin section
- Fig. 26. Fałd symilarny f_2 w łupku łyszczykowo-kwarcowym – Krobica; wielkość naturalna
Similar fold f_2 in micaceous-quartz schist – Krobica; natural size

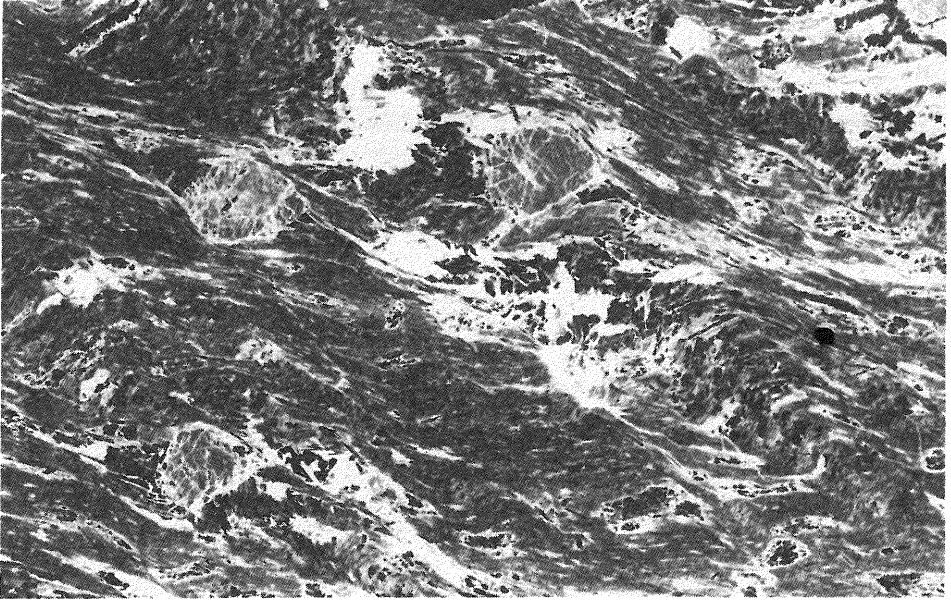


Fig. 25

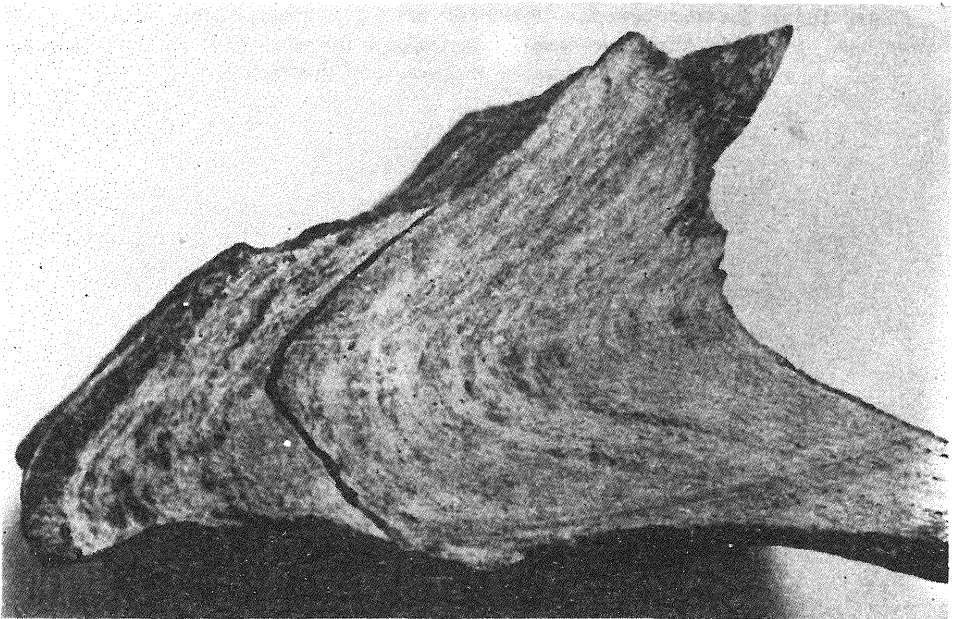


Fig. 26

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czerniawą a Rębiszowem

TABLICA VI

Fig. 27. Fałdy szewronowe trzeciego etapu deformacji rozwinięte w obrębie szczególnie szerokich stref kłiważu krenulacyjnego S_2 – Przecznicza; pow. 15 ×, negatyw płytki cienkiej
Chevron folds of the third stage of deformations, developed in particularly wide crenulation cleavage zones S_2 – Przecznicza; × 15, negative of thin section

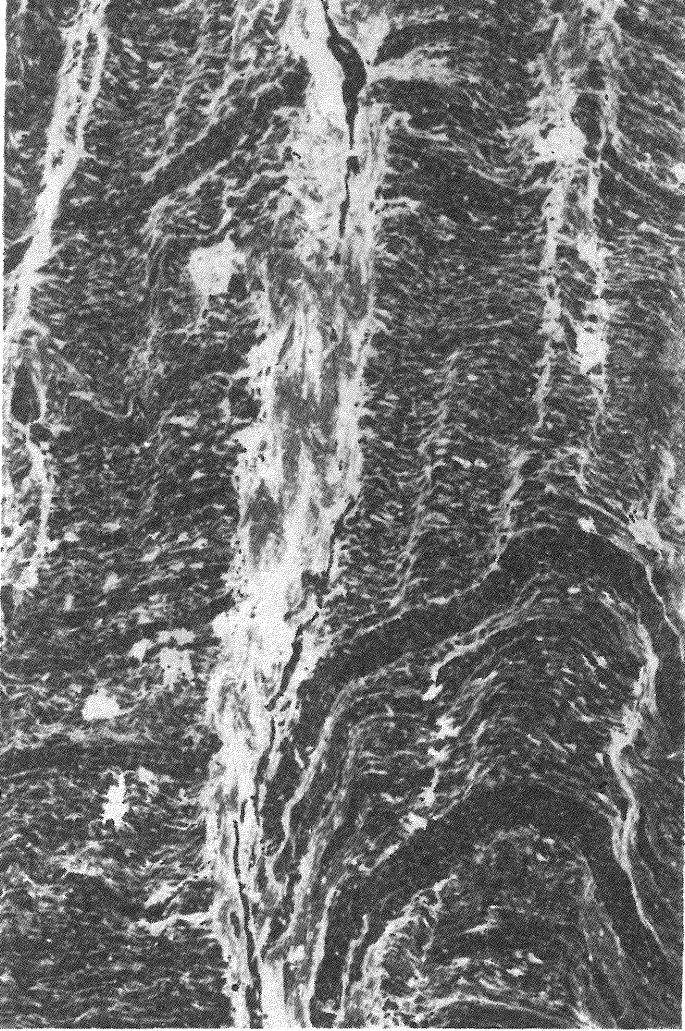


Fig. 27

Elżbieta DZIEMIAŃCZUK, Krzysztof DZIEMIAŃCZUK – Rozwój strukturalny łupków łyszczykowych Pasma Kamienickiego między Czerniawą a Rębiszowem