

BERNARD KOTSAR I PAWEŁ ZAWIŁDZKI

Geneza fioletowego mylonitu z Kotła Mięguszowieckiego w Tatrach

VIOLET-COLOURED MYLONITE FROM THE TATRA MTS

STRESZCZENIE: Zbadano fioletowy mylonit („żyłę fioletową”) ze strefy dyslokacyjnej Mięguszowieckiej Przełęczy Wyżniej, przecinającej tatrzański masyw granitoidowy. Prześledzono zmienność zawartości kationów barwiących Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn, Ti w profilu poprzecznym do żyły mylonitu. Stwierdzono istotne zmiany w zawartości tych pierwiastków i wskazano na związek zabarwienia mylonitu z procesami geochemicznymi zachodzącymi w strefie dyslokacyjnej.

WSTĘP

Podczas badań trzonu krystalicznego Tatr Polskich zwrócono uwagę na „żyły fioletowe” związane ze strefami dyslokacyjnymi Hińczowej Przełęczy, Mięguszowieckiej Przełęczy Wyżniej i Białczańskiej Przełęczy Wyżniej (Kreutz 1924a, b, Piotrowska 1970). Strefy te mają kierunek NE-SW.

Szczegółowe badania autorzy wykonali na opisanej przez S. Kreutza (1924a, b) żyłę fioletowej z Kotła Mięguszowieckiego. Należy ona do strefy dyslokacyjnej Mięguszowieckiej Przełęczy Wyżniej, charakteryzującej się zmiennymi wartościami biegu i upadu zawartymi w granicach 30—50/50—90 S lub N. Przeprowadzając badania okruchów skał zebranych przez W. Pawlicę w piargach Kotła Mięguszowieckiego, S. Kreutz (1924a, b) wykonał analizę chemiczną i oznaczył 12 składników. Autor ten (Kreutz 1924a, b, 1930) nie wyjaśnia jednak genezy żyły, wiążąc jedynie jej powstanie z zaburzeniami tektonicznymi, które doprowadziły do zdruzgotania skały, spojonej następnie fioletowozielonym materiałem skalnym. Nie rozstrzygnięty pozostawał nadal problem genezy zabarwie-

nia skały tworzącej żyły fioletowe i fioletowozielone. W konsekwencji, kolejni badacze (Michaliłk 1952, Guzik & Michaliłk 1959, Piotrowska 1970) przyjmują za S. Kreutzem nazwę „fioletowe żyły”. Jedyne J. Burchart (1963) stwierdził, że podobne żyły w obrębie krystalicznej wyspy Goryczkowej są mylonitami o fioletowym zabarwieniu, i odnotował fakt, że fioletowe mylonity ograniczają lustra epidotowe, nie wnikał jednak w skład mineralny żyły, a co za tym idzie w genezę jej zabarwienia.

ANALIZA PETROGRAFICZNA

Badania mikroskopowe płytek cienkich pozwalają stwierdzić, że żyły fioletowe mają skład mineralny podobny do otaczającego granitoidu. Materiał ich jednak wyróżnia się w porównaniu z otaczającymi skałami obecnością mylonitycznego tła skalnego, które tworzy izotropowa pod względem optycznym masa, a także zróżnicowaniem kształtu i wielkości ziarn kwarcu, skalenia potasowego i plagioklazów. W niektórych partiach żyły minerały te występują w postaci okruchów ostrokrawędzistych, w innych są lekko zaokrąglone (pl. 1, fig. 2). Niektóre ziarna kwarcu oprócz falistego wygaszania światła wykazują istnienie prążków prostopadłych względem siebie, co może być śladem nacisków z dwu kierunków. W mylonitowym tle zaobserwować można drobne, zrekrystalizowane ziarna kwarcu.

Skalenie wykazują daleko posunięty proces serycytyzacji, zacierający w efekcie kontury ziarn. W odróżnieniu od otaczającego granitoidu, żyły fioletowe charakteryzują się brakiem lub znikomym występowaniem lyszczaków. Nieliczne drobne blaszki muskowitu noszą ślady odkształceń, a nawet wyprasowań oraz charakteryzują się falistym wygaszaniem światła. Ślady odkształceń widoczne są również w plagioklazach wykazujących deformacje prążków bliźniaczych (pl. 2, fig. 4). Sporadycznie w brzeźnych partiach żyły występują pseudomorfozy penninu (po biotycie) charakteryzującego się wyraźnym pleochroizmem i subnormalnymi barwami interferencyjnymi.

Bardzo charakterystyczne jest rozmieszczenie poszczególnych składników mineralnych w obrębie żyły. Na podstawie obserwacji makroskopowych i badań mikroskopowych wyróżnić można w żyłce dwie strefy: centralną o zabarwieniu fioletowym i brzeźną o zabarwieniu zielonkawym, zawierającą okruchy skały fioletowej. Strefy te są od siebie oddzielone wąską strefą przejściową, lub też ostrą granicą (pl. 2, fig. 1).

Od środka żyły ku jej brzegom obserwuje się coraz większe i bardziej ostrokrawędziste ziarna kwarcu i skalenia, co świadczy o nierównomiernym stopniu skataklazowania. Izotropowa masa fioletowa i fioletowozielona jest nierównomiernie rozmieszczona w żyłce mylonitowej. Masa fioletowa tworzy większe koncentracje, aż do żyłek włącznie, w strefach najdrobniejszego mylonitu związanego z centralną partią żyły. Ku brzegom żyły masa mylonitu staje się fioletowozielona i zielona, zawiera więcej rozpoznawalnych ziarn mineralnych, a występowanie jej kończy się wzdłuż ostrej granicy mylonitu i skały granitoidowej (pl. 2, fig. 2).

Spękania granitoidu jak również żyły mylonitowej zostały postkinematycznie zabliznione kwarcem, węglanami oraz wyżej opisaną nie zidentyfikowaną izotropową masą fioletową, występującymi w postaci drobnych żyłek i nieregularnych skupień (pl. 2, fig. 3). Charakterystyczne jest współwystępowanie z izotropową masą trudnych do zidentyfikowania węglanów. Nie była to jednak ostatnia faza tektoniczna, ponieważ żyłki zablizniające spękania w granitoidzie i żyły mylonitowej są jeszcze raz zdyslokowane (por. pl. 1, fig. 2).

Badania mikroskopowe wykazały podobny skład mineralny żyły i otaczającego ją granitoidu, pozostało więc przypuszczenie, że przyczyny fioletowego i fioletowozielonego jej zabarwienia należy szukać w nie rozpoznanej dotychczas, optycznie izotropowej, ze względu na stopień rozdrobnienia składników, masie skalnej.

Informacje dotyczące składu fazowego tej masy uzyskano w wyniku przeprowadzenia badań przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego Dron II (promieniowanie $\text{CoK}_{\alpha 1}$). Zbadano partię żyły o zabarwieniu fioletowym, fioletowozielonym, materiał pochodzący z niewielkich żyłek wybiegających z żyły fioletowej i kończących się w otaczającym granitoidzie oraz z nieregularnych skupień izotropowej masy skalnej. Uzyskane wyniki przedstawiają się następująco:

- 1 — drobna żyłka przechodząca w nieregularne skupienia zawiera hematyt, niewielką ilość skałenia i kwarc;
- 2 — żyła fioletowa — skałen, kwarc, niewielkie ilości hematytu i węglanów;
- 3 — żyła fioletowozielonkawa — skałen, kwarc, chloryty i niewielką ilość węglanów.

Wyniki badań rentgenowskich, wykazując zbliżony do granitoidu skład mineralny żył barwnych, potwierdziły przypuszczenie, że są one mylonitem pochodzenia tektonicznego. Z drugiej strony wykazały zwiększone ilości w mylonicie o barwie fioletowozielonej — chlorytów, a w mylonicie o barwie fioletowej — hematytu, co wskazuje, że genezy zabarwienia należy dopatrywać się właśnie w tym fakcie. Badania rentgenowskie wykluczyły bowiem możliwość istnienia w tym materiale, w większych ilościach, dodatkowej, barwiącej fazy mineralnej.

ANALIZA GEOCHEMICZNA

W toku dalszych badań postanowiono zwrócić uwagę na skład chemiczny barwnych mylonitów. Wychodząc z założenia, że badanie pełnego składu chemicznego żyły nie wniesie nic nowego w stosunku do wyników otrzymanych przez S. Kreutza (1924b), skoncentrowano się głównie na badaniu zawartości pierwiastków mogących mieć wpływ na barwę skały (por. Polański & Smulikowski 1969), a mianowicie oznaczono Fe (całk.), Fe^{2+} , Ti, Mn.

Fe (całk.) oznaczono metodą kolorymetryczną wykorzystując zespolony związek barwny, jaki tworzy jon żelazowy z kwasem sulfosalicylowym, Ti w postaci związku zespolonego z nadtlenkiem wodoru, a Mn w postaci nadmanganianu (por. Babko & Piłipiński 1955).

Fe^{2+} oznaczono miareczkując roztwór uzyskany z rozłożenia próby w H_2F_2 w atmosferze CO_2 , przy pomocy mianowanego roztworu nadmanganianu potasu (por. Hillebrand & Lundell 1953). Próbkę do oznaczenia Fe (całk.), Ti i Mn rozkładano w H_2F_2 w obecności kwasu siarkowego.

Na podstawie wstępnej analizy petrograficznej badane próbki uszeregowano w następującym porządku:

- 1 — granitoid otaczający żyłę mylonitu;
- 2 — granitoid przylegający do strefy lustra tektonicznego (chlorytowego?);
- 3 — granitoid ze strefy lustra tektonicznego (chlorytowego);
- 4 — mylonit o barwie zielonkawej, z okruchami niezmielonych skaleni;
- 5 — czysty mylonit o barwie zielonkawej;
- 6 — mylonit o barwie zielonkawej z domieszką mylonitu o barwie fioletowej;
- 7 — mylonit o barwie fioletowej z domieszką mylonitu o barwie zielonkawej;
- 8 — prawie czysty mylonit o barwie fioletowej z niewielkimi okruchami zielonkawymi;
- 9 i 10 — czysty mylonit o barwie fioletowej;

III — żyłka o dużej zawartości hematytu (42% Fe_2O_3), która ze względu na odmienny charakter nie jest traktowana łącznie z pozostałymi próbkami, a została zbadana w celach porównawczych.

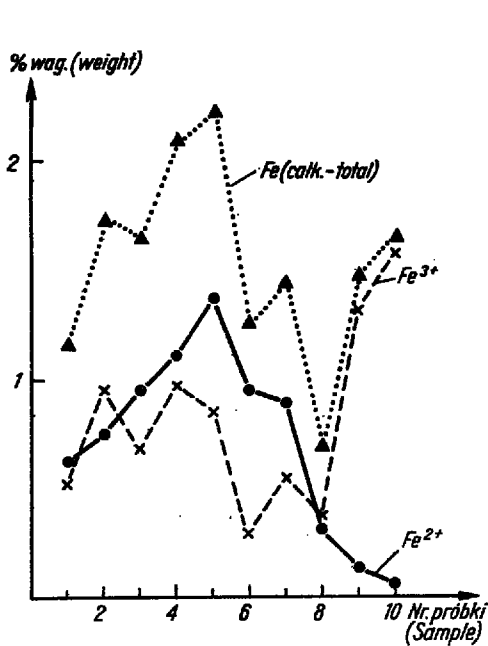


Fig. 1

Zawartość Fe w profilu żyły mylonitowej
Fe content in section of the mylonite vein

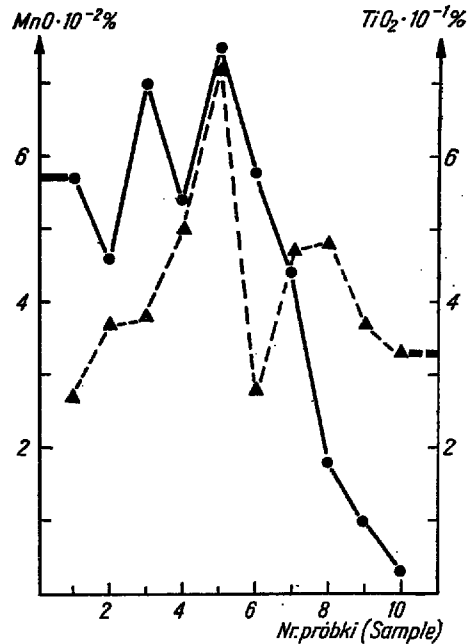


Fig. 2

Zawartość TiO_2 i MnO w profilu żyły mylonitowej
 TiO_2 and MnO contents in section of the mylonite vein

Wyniki oznaczeń Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti i Mn w wyżej przedstawionych próbkach podaje tabela 1 oraz figury 1 i 2.

Na figurach 1 i 2 zaznacza się wzbogacenie w Fe (całk.), Ti i Mn mylonitu o zabarwieniu zielonkawym w stosunku do granitoidu oraz zubożenie w te pier-

Tabela (Table) 1

Zawartości Fe₂O₃, FeO, TiO₂ i MnO w próbkach z Kotła Mieguszowieckiego
Fe₂O₃, FeO, TiO₂ and MnO contents in samples from the Mieguszowiecki Kocioł

Nr próbki (Sample)	Fe ₂ O ₃ %	FeO %	TiO ₂ %	MnO %
1	0,76	0,83	0,27	0,057
2	1,39	0,98	0,37	0,046
3	0,99	1,22	0,38	0,070
4	1,39	1,44	0,50	0,054
5	1,22	1,77	0,72	0,075
6	0,43	1,22	0,28	0,058
7	0,79	1,15	0,47	0,044
8	0,54	0,40	0,48	0,018
9	1,90	0,18	0,37	0,010
10	2,24	0,09	0,33	0,003
11	42,00	0,00	0,29	0,062

Tabela (Table) 2

Średnie zawartości oznaczonych pierwiastków w poszczególnych grupach skał
z Kotła Mieguszowieckiego

Mean contents of elements recorded in investigated rocks of the Mieguszowiecki
Kocioł

Rodzaj skały (Type of rock)	Ilość próbek (Number of samples)	TiO ₂ %	MnO %	Fe (całk.) total %	Fe ³⁺ %	Fe ²⁺ %
Granitoid	3	0,34	0,058	1,51	0,73	0,78
Mylonit o zabarwie- niu zielonkawym (Greenish-coloured mylonite)	2	0,61	0,064	2,15	0,91	1,24
Mylonit o zabarwie- niu fioletowym (Violet-coloured mylonite)	3	0,39	0,010	1,26	1,09	0,13
Mylonit mieszany (Mixed mylonite)	2	0,37	0,051	1,35	0,42	0,92

większą zawartość manganu w stosunku do mylonitu o zabarwieniu zielonym.

W stosunku do granitoidu mylonit fioletowy zawiera mniej MnO oraz zbliżoną ilość Fe (całk.) i TiO₂. Średnie zawartości oznaczonych pierwiastków w poszczególnych grupach badanych skał przedstawione są w tabeli 2.

INTERPRETACJA WYNIKÓW

Kluczowe znaczenie dla rozwiązania problemu barwności mylonitów z żyły w Kotle Mięguszowieckim ma prześledzenie zawartości Fe^{2+} i Fe^{3+} w poszczególnych wydzielonych grupach skał. Zawartości te zilustrowane są na figurze 1, gdzie w celach porównawczych podano jednocześnie zawartości Fe (całk.).

Prześledzić można następujące, bardzo charakterystyczne zależności:

1 — wzbogacenie mylonitu o barwie zielonej (próbki 4 i 5) w Fe (całk.), przy niewielkim wzbogaceniu w Fe^{3+} , a znacznym wzbogaceniu w Fe^{2+} (fig. 1);

2 — wzbogacenie mylonitu o barwie fioletowej w Fe^{3+} , prawie cała ilość Fe występuje w tej formie, przy silnym zubożeniu w Fe^{2+} (prawie brak).

Interesująco przedstawiają się stosunki zawartości Fe (całk.), Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti i Mn w poszczególnych próbkach. Zależność zawartości Fe^{2+} od całkowitej ilości Fe w badanych skałach ilustruje figura 3. Zależność ta w próbkach 1—8 jest prosta, natomiast wyraźnie wyodrębniają się punkty odpowiadające próbkom 9 i 10 mającym bardzo niską zawartość Fe^{2+} , przy średniej zawartości Fe (całk.). Zakreślone pole otacza punkty 8, 9 i 10, które można by traktować jako odrębną grupę mylonitów o barwie fioletowej.

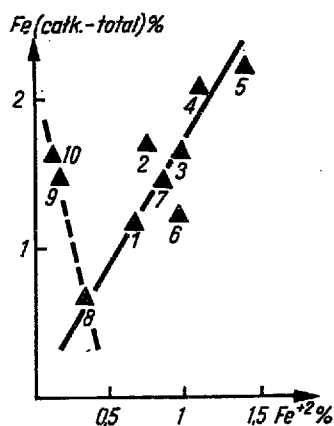


Fig. 3

Zależność zawartości Fe (całk.) od Fe^{2+}
Relation of Fe (total) to Fe^{2+} contents

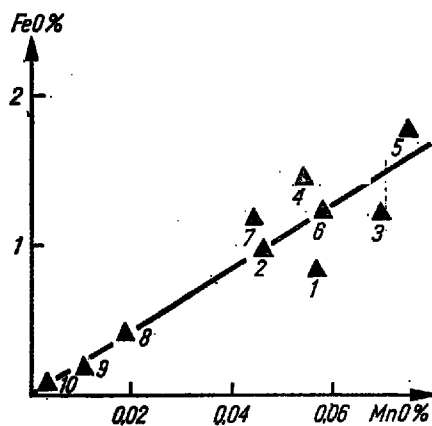


Fig. 4

Zależność zawartości FeO od MnO
Relation of FeO to MnO contents

Wyraźną zależność między wartością Fe^{2+} , przeliczoną na FeO , i Mn przedstawionego w postaci MnO ilustruje figura 4. Wyraźnie wyodrębniają się punkty projekcyjne odpowiadające próbom mylonitu o barwie fioletowej (próbki 8, 9 i 10) grupujące się w lewej części wykresu

i układające się wzdłuż prostej. W prawej części wykresu zgromadzone są punkty odpowiadające wszystkim pozostałym próbkom, wykazujące przy dość dużym rozrzucie tendencję do układania się w pobliżu tej samej prostej.

Fakty te potwierdzają istnienie pokrewieństwa geochemicznego między Fe^{2+} i Mn. Z drugiej strony wskazują one, że kolejnej fazie tektonicznej, której poddany był badany materiał, towarzyszyły roztwory działające utleniająco. W warunkach tych Fe^{2+} przeszło w Fe^{3+} i powstał hematyt, natomiast Mn był częściowo wynoszony, przy czym ogólna jego ilość w badanym materiale systematycznie malała. Średnie stosunki FeO do MnO są zbliżone w poszczególnych grupach skał i wynoszą odpowiednio: w granitoidzie 17,7, w mylonicie o barwie zielonej 22,0, w mylonicie mieszanym 23,5 i w mylonicie o barwie fioletowej 23,4.

Figura 5 przedstawia zależność między Fe(całk.) i Mn. Interesujący jest fakt układania się punktów należących do mylonitów o barwie fioletowej wzdłuż prostej o odwrotnym nachyleniu.

Stosunek zawartości Fe(całk.) do Ti ilustruje figura 6. Punkty projekcyjne odpowiadające poszczególnym próbkom układają się wzdłuż prostej świadcząc o istnieniu pewnej zależności między tymi pierwiastkami. Traktując mylonity o barwie fioletowej (próbki 8, 9 i 10) jako odrębną grupę zauważa się ich odmienne zachowanie.

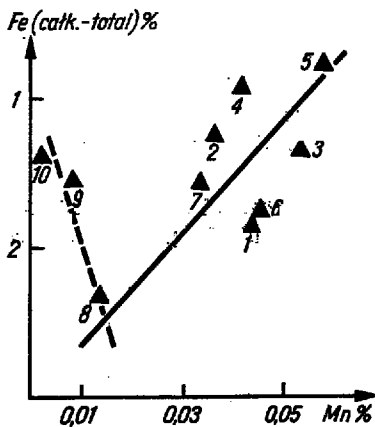


Fig. 5

Zależność zawartości Fe (całk.) od Mn
Relation of Fe (total) to Mn contents

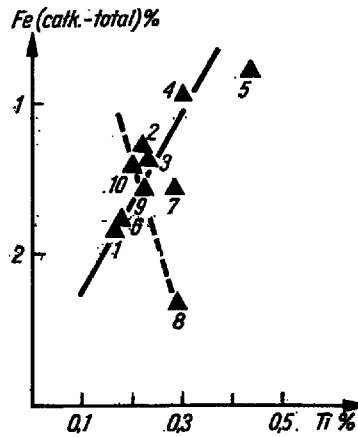


Fig. 6

Zależność zawartości Ti od Fe (całk.)
Relation of Ti to Fe (total) contents

Istotne w dalszych rozważaniach jest porównanie średnich stosunków Fe^{3+} do Fe^{2+} w poszczególnych grupach skał (fig. 7) w następującej kolejności.

1. Granitoidy — stosunek Fe^{3+} do Fe^{2+} zawarty jest w granicach od 0,73 do 1,26 (średnio 0,94).

2. Zielony mylonit — stosunek Fe^{3+} do Fe^{2+} zmniejsza się nieznacznie (śr. 0,74). Przy generalnym wzroście zawartości żelaza następuje nieco szybszy wzrost zawartości Fe^{2+} , jest to związane z wzbogaceniem w chloryt.

3. Mylonit przejściowy — stosunek Fe^{3+} do Fe^{2+} wynosi średnio 0,47. Obniżenie stosunku wynika najprawdopodobniej z faktu, iż przy postępującym procesie chlorytyzacji w strefie dyslokacyjnej zaistniała jednocześnie możliwość częściowego uruchomienia: pozostającego w stanie związanym Fe^{3+} połączona z pewnym przemieszczeniem go i utworzeniem małych żyłek i lokalnych skupień wzbogaconych w Fe^{3+} , przy stosunkowym zubożeniu weń pozostałej masy skalnej.

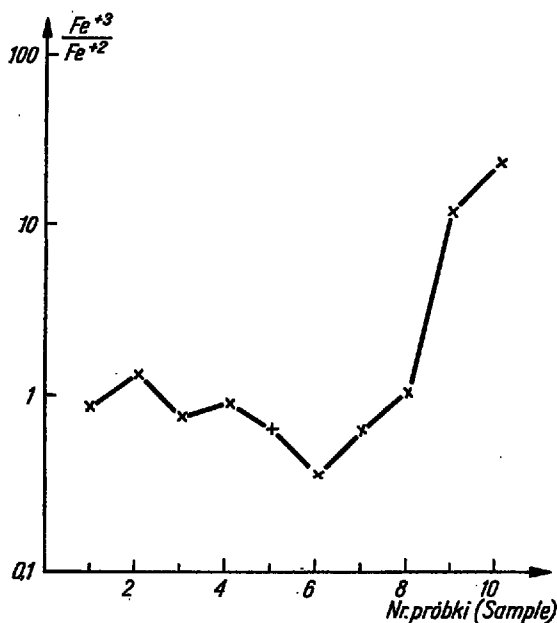


Fig. 7

Zmienność stosunku Fe^{3+}/Fe^{2+}
w profilu żyły mylonitu
Variability of Fe^{3+}/Fe^{2+} ratio in
section of the mylonite vein

4. Mylonit fioletowy — stosunek Fe^{3+} do Fe^{2+} wynosi średnio 11,2. Jest to związane z przeróbką chemiczną chlorytu. Utlenieniu uległo prawie całe żelazo do Fe^{3+} .

Fakty te potwierdzają z jednej strony istnienie chemicznej przeróbki mylonitu, który w jej wyniku przybrał barwę fioletową, a z drugiej świadczą o tym, że w trakcie przeobrażeń ze strefy barwnego mylonitu odprowadzone zostały pewne ilości Mn i Ti, w konsekwencji czego nastąpiło względne wzbogacenie w Fe próbek 9 i 10 a częściowo 8. O krążeniu roztworów w strefie zluźnionej tektonicznie świadczy również obecność drobnych żyłek wypełnionych głównie hematytom (np. próbka 11), przecinających mylonit zielony, a nawet wchodzących miejscami w granitoid, lub też tworzenie się nieregularnych skupień. Żyłki i skupienia hematytu utworzone zostały w procesie miejscowego podkoncentrowania Fe_2O_3 .

Przedstawione powyżej dane i ich interpretacja pozwalają na następujące odtworzenie stadiów powstawania obu barwnych odmian mylonitu.

Stadium I. — Cios pierwotny rozwinięty na kierunku NE-SW, nieco później schlorytyzowany (por. Piotrowska 1970), ponownie uruchomiony tektonicznie, przy czym niewielkiemu stosunkowo przesunięciu mas skalnych (najprawdopodobniej do kilkudziesięciu centymetrów) towarzyszyło zmielenie strefy schlorytyzowanej wraz z pewną partią granitoidu otaczającego — spowodowało to utworzenie mylonitu o barwie zielonej (podwyższona zawartość chlorytu).

Z procesem tym wiąże się wyraźne wzbogacenie mylonitu o barwie zielonej w Fe, Mn i Ti w stosunku do otaczającego granitoidu. Wzbogacenie tego mylonitu w Fe nastąpiło na drodze wzbogacenia go w Fe^{2+} , tzn. w formę taką, która obficie występuje w chlorycie.

Stadium II. — Kolejna faza tektoniczna — ponowne uaktywnienie starego kierunku NE-SW, co objawia się minimalnymi przesunięciami mas skalnych, o czym świadczyć może ograniczony zasięg strefy zluźnień — miejscami do kilku centymetrów i to jedynie w obrębie mylonitu o barwie zielonkawej.

Tej fazie towarzyszyła pewna przeróbka chemiczna spowodowana najprawdopodobniej krążeniem roztworów utleniających w obrębie zluźnionych w czasie ruchów tektonicznych partii skalnych. Świadczy o tym: pojawienie się hematytu (prawie cała zawartość Fe, to Fe_2O_3), przy całkowitym rozłożeniu chlorytów (bardzo niska zawartość Fe^{2+} w próbkach 10, 9, 8); zubożenie mylonitu o barwie fioletowej w Fe(całk.), Mn i Ti w stosunku do mylonitu o zabarwieniu zielonym (w przypadkach Fe i Mn nawet poniżej zawartości w skale otaczającej) oraz utlenienie Fe^{2+} do Fe^{3+} .

WNIOSKI

Przytoczone powyżej wyniki analiz chemicznych i dyskusja o nich dokumentują przedstawioną hipotezę dotyczącą genezy barwnych odmian mylonitu z Kotła Miękuszwieckiego w Tatrach.

Porównując wyniki uzyskane przez autorów z wynikami analizy przedstawionej przez S. Kreutza (1924b) można stwierdzić, że próbka przez niego analizowana pochodziła bądź to ze strefy przejściowej, bądź też była uśrednioną próbą całego przekroju żyły mylonitowej, lub jego części.

Występowanie stref mylonitów fioletowych i zielonych, które powstawały w kilku etapach, na jednym kierunku ciosu pierwotnego (NE-SW), świadczy o tym, że pierwotne spękania ciosowe były wielokrotnie wykorzystywane w historii rozwoju górotworu tatrzańskiego jako pre-dysponowane strefy, na których dochodziło w efekcie odnowienia tych stref do przesunięć mas skalnych, którym towarzyszyły przemiany geochemiczne. Istnienie wąskich stref przejściowych w obrębie żyły jak

również ostrej granicy między mylonitem a skałą granitoidową świadczy o krótkotrwałym, energicznym wyzwalaniu naprężeń górotworu na strefach predysponowanych ciosem pierwotnym. W chwili obecnej precyzyjne ustalenie wieku tych przesunięć nie jest możliwe. Można jedynie przyjąć, że spękania na tym kierunku były sukcesywnie odnawiane od chwili powstania ciosu pierwotnego w końcowym okresie hercyńskiego cyklu orogenicznego (Rabowski 1938, Andrusov 1959, Piotrowska 1970), poprzez fazę starokimeryjską (Kotalski 1961) i dalej w alpejskim cyklu górotwórczym.

Powstanie mylonitów występujących w trzonie krystalicznym na trzech kierunkach: NE-SW, NW-SE i W-S, w tym także mylonitów fioletowych i zielonych występujących na kierunku NE-SW, wiązać należy z orogenezą alpejską (Michalik 1952; Gorek 1959; Sokołowski 1959; Jaroszewski 1961, 1965; Burchart 1963; Piotrowska 1970). Zachodziły wówczas w strefach zluźnień tektonicznych o kierunku NE-SW również procesy chemiczne, z których wybranym przykładem może być przedstawiony powyżej proces koncentrowania się Fe^{3+} w postaci hematytu, w strefach dyslokacyjnych, co dało fioletowe zabarwienie mylonitowi z Kotła Mieguszowieckiego.

Pracę tę autorzy traktują jako małoskalową próbę powiązania badań mineralogiczno-geochemicznych z wynikami badań tektonicznych utworów związanych ściśle ze strefami tektonicznymi. Pozwala to na uzyskanie nowych danych prowadzących do wyjaśnienia wzajemnych stosunków wiekowych poszczególnych stref dyslokacyjnych. Szersze opracowanie przedstawionej tematyki pozwoli, w powiązaniu ze sporządzonym przez K. Piotrowską (1970) fotointerpretacyjnym opracowaniem elementów tektoniki nieciągłej trzonu krystalicznego Polskich Tatr Wysokich, na wyjaśnienie sukcesji poszczególnych struktur nieciągłych, a także na rozpatrzenie całokształtu procesów tektogenicznych górotworu tatrzańkiego.

*Institut Geochemii, Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w styczniu 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- ANDRUSOV D. 1959. Prehľad stratigrafie a tektonike drubohorného pásma masívu (Vysokých Tatier na území Slovenska (Stratigraphie und Tektonik der mesozoischen Zone des Massives der Hohen Tatra). — Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied, r. 10, č. 1. Bratislava.
- BABKO A. K. & PHILIPENKO A. T. 1955. Analiza kolorymetryczna. Państw. Wydawn. Techn. Warszawa.
- BURCHART J. 1963. Uwagi o kierunkach luster tektonicznych w obrębie skał

- krystalicznych wyspy Goryczkowej (Remarks on the directions of the slicken-sides and fault strike in the crystalline rocks of the Goryczkowa „crystalline island” in the Tatra Mountains). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 13, no. 1, Warszawa.
- GOREK A. 1959. Prehľad geologických pomerov krystalinika Vysokých Tatier (Uebersicht der geologischen und petrographischen Verhältnisse des Kristallins der Hohen Tatra). — *Geol. Sborn. Slov. Akad. Vied.*, r. 10, č. 1, Bratislava.
- GUZIK K. & MICHALIK A. 1959. Mapa geologiczna Tatr Polskich. Arkusz Miedziane. Inst. Geol. Warszawa.
- HILLEBRAND W. F. & LUNDELL G. E. F. 1953. *Applied Inorganic Analysis*. J. Wiley, Chapman & Hall, New York — London.
- JAROSZEWSKI W. 1961. O próbie nowej metody opracowania tektoniki krystaliniku Tatr (On attempt of introducing a new method for crystalline massif elaboration in Tatra Mts). — *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, t. 1, cz. 2, Warszawa.
- 1965. Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach (Geology of the upper part of the Kościeliska valley in the Tatra Mts). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 15, no. 4, Warszawa.
- KOTANSKI Z. 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach (Tectogénese et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatruque dans les Tatras). — *Ibidem*, vol. 11, no. 2/3.
- KREUTZ S. 1924a. O fioletowej żyły z Kotła Mieguszwieckiego. — *Spraw. Pol. Akad. Um.*, t. 29, nr 4, Kraków.
- 1924b. O fioletowej żyły skalnej z Kotła Mieguszwieckiego (Sur un filon de couleur violette dans le cirque de Mieguszwiecki — Hautes Tatra). — *Bull. Intern. Acad. Pol. Sci. Lettr., Cl. Math. Nat.*, no. 3/4, Cracovie.
- 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym (Le massif cristallin des Tatra). — *Wierchy*, R. 8, Kraków.
- MICHALIK A. 1952. Cios krystaliniku Tatr (Polskich) oraz towarzyszące mu przemiany hydrotermalne (Diaclasses du massif cristallin de Tatra (Polonais) et changements hydrothermaux qui l'accompagnent). — *Biul. Państw. Inst. Geol.* 84, Warszawa.
- PIOTROWSKA K. 1970. Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitowym polskiej części Tatr Wysokich (Photointerpretation and genesis of the disjunctive structures in the granite massif of the Polish Tatra Mts). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 20, no. 2, Warszawa.
- POLANSKI A. & SMULIKOWSKI K. 1969. *Geochemia*. Wydawn. Geol. Warszawa.
- RABOWSKI F. 1936. Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr (Quelques réflexions sur la tectonique du socle cristallin de la Tatra). — *Biul. PTG (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 4, Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. 1959. Zarys geologii Tatr (Outlines of geology of the Tatra Mountains). — *Biul. Inst. Geol.* 149, Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: In the violet mylonite ("violet vein") of the dislocational zone of Mieguszwiecka Wyznia Pass in the Tatra Mts, the variation of colouring cations Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn and Ti along the section transversal to the mylonite was traced. Significant changes in content of these elements were recorded. Moreover, relation of mylonite colour to geochemical processes active in the dislocational zone was noted.

During the studies on the crystalline core of the Tatra Mts, the authors paid attention to „violet veins” connected with dislocational zones, and studied in detail the vein from the Mieguszowiecki (Kocioł, reported by Kreutz (1924a, b).

Studies on thin sections revealed that mineral composition of the veins is similar to that of surrounding granitoid. However, vein material differs in the occurrence of optically isotropic matrix (Figs 1–2). Within the vein, two zones differing in colour were distinguished: central — violet, and marginal — greenish. Studies on mylonite material carried out by means of X-ray diffractometer revealed mineral composition close to that of granitoid; violet vein differs only in hematite content and greenish one is enriched in chlorites in comparison with the granitoid.

A special attention was paid to the cations capable of influencing colour, i.e. Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti and Mn. The samples available were ordered in concordance with their arrangement in the transversal section through the vein (granitoids 1–3, greenish mylonite 4–5, mixed mylonite 5–7, violet mylonite 8–10, small hematite vein 11). On the basis of the data obtained (Tables 1 and 2, Figs 1 and 2), the relationships among Fe (total), Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti and Mn in particular lithologic groups were traced (Figs 3–7).

The relationships among Fe (total) and Fe^{2+} (Fig. 3), Fe (total) and Mn (Fig. 5) and Fe (total) and Ti (Fig. 6) are similarly arranged. Points of projection corresponding to samples 1–7 cluster (with a rather significant scattering) along the line marking simple proportionality, whereas points corresponding to samples 8–10, which may be considered as a separate group of violet-coloured mylonites, show an inverse relation.

Relationship between Fe^{2+} value and Mn in terms of oxides (Fig. 4) reveals that the projection points corresponding to violet-coloured mylonite samples are arranged in the left half of the plot along the line, whereas points corresponding to all the other samples are arranged in the right half of the plot, close to the same line but the scattering is greater.

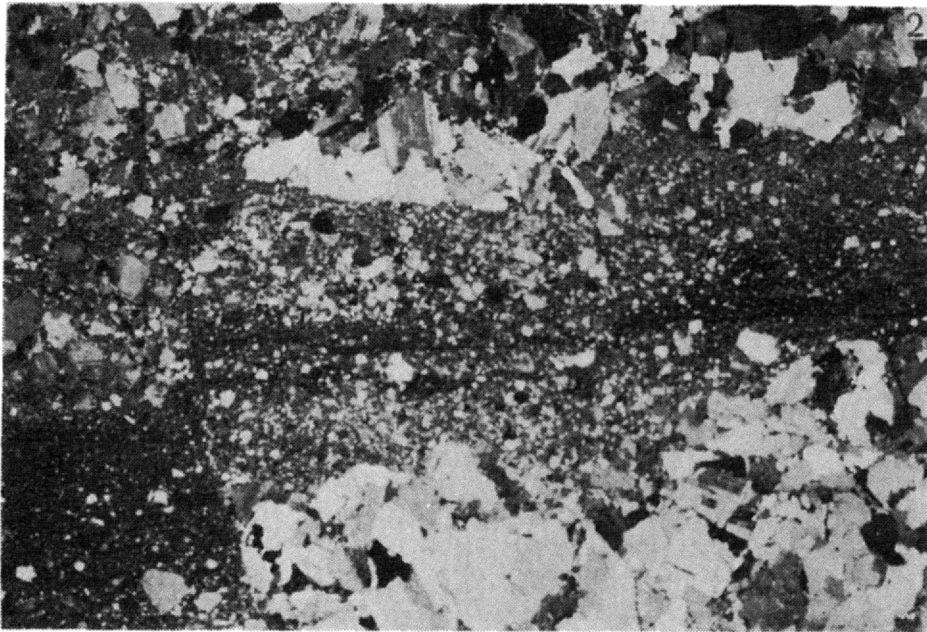
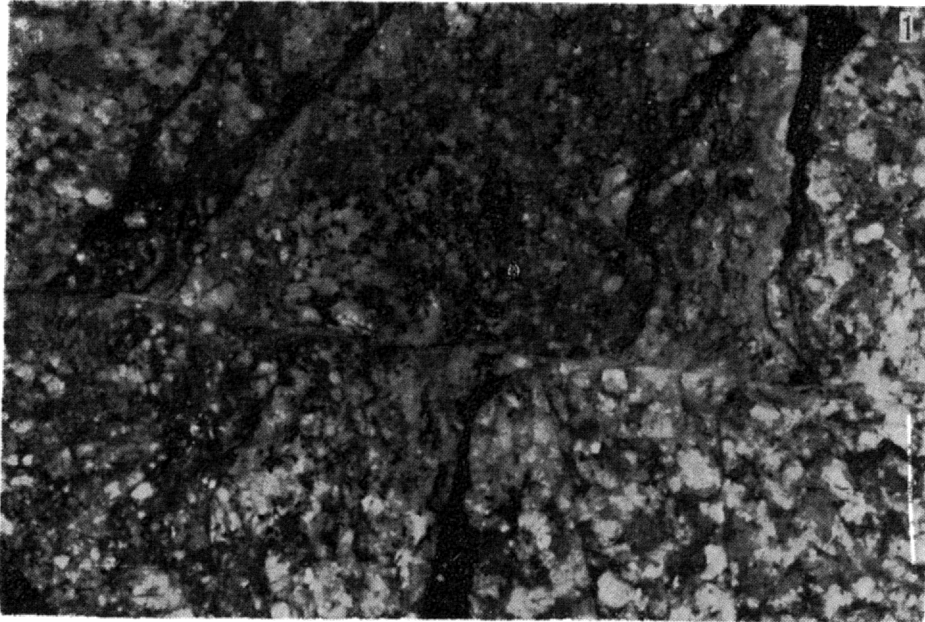
These relationships together with geologic and petrologic data allow for the reconstruction of the following stages of the processes forming the coloured mylonites.

Stage I: The direction of the vein is concordant with the direction of primary joint, NE-SW, chloritized later. Tectonic reactivation of this direction resulted in origin of mylonite enriched in chlorites, which changed its colour to green. Fe (total), Ti and Mn contents of this mylonite are increased in relation to the granitoid; with small increment of Fe^{2+} content, the mylonite becomes highly enriched in Fe^{2+} (Fig. 1).

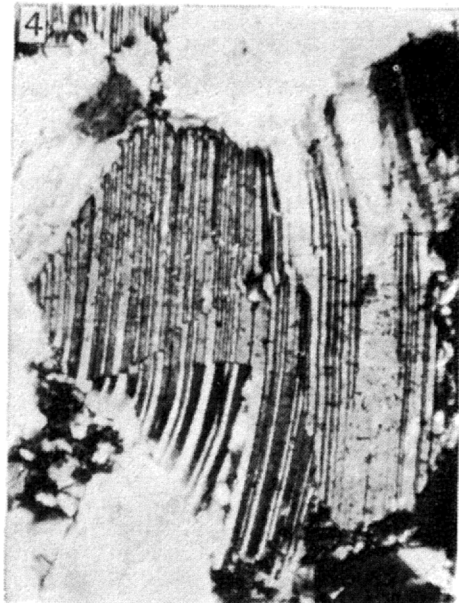
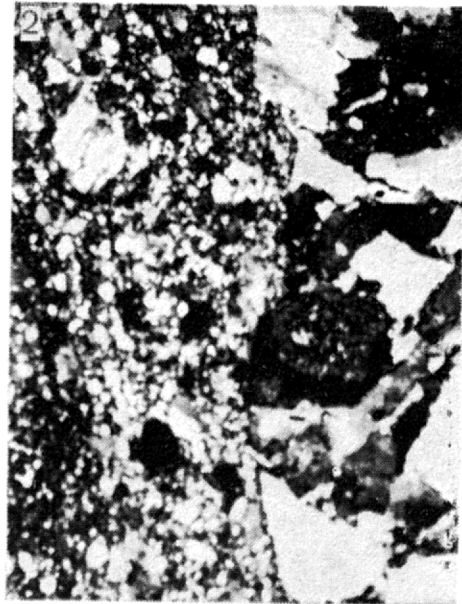
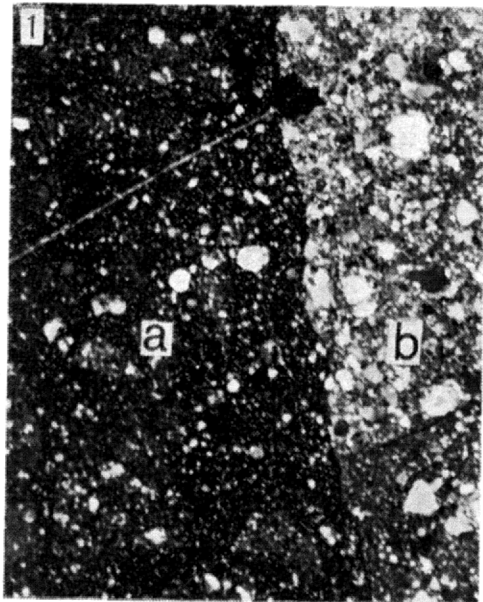
Stage II: Successive reactivation of dislocational zone, NE-SW, together with relatively small translocation of rock masses took place. This phase was accompanied by alteration of mylonite, caused by solutions circulating in the zone of tectonic loosening. The alteration resulted in complete decomposition of chlorites, oxidation of Fe^{2+} into Fe^{3+} while hematite occurred. Samples 8, 9 and 10 representing violet mylonite contain small amount of Fe^{2+} and almost whole Fe occur in the form of Fe_2O_3 .

The geochemical processes discussed proceeded during successive reactivation of older dislocational zones of the crystalline core of Tatra Mts, and were presumably connected with the Alpine orogeny.

*Institute of Geochemistry, Mineralogy and Petrology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, January 1971*



- 1 — Mikrotektoniczne przesunięcie żyłek hematytu w granitoïdzie (naszlif), $\times 1,5$.
 Microtectonic translocations of hematite veins in granitoid; polished section, $\times 1,5$.
- 2 — Żyłka mylonitu w granitoïdzie; nikole skrzyżowane, $\times 5$.
 Mylonite vein cutting granitoid; nicols crossed, $\times 5$.



- 1 — Granica między mylonitem fioletowym (a) i zielonym (b); nikole skrzyżowane, $\times 8$.
Boundary between violet (a) and green (b) mylonites; nicols crossed, $\times 8$.
- 2 — Granica między mylonitem zielonym i granitoidem; nikole skrzyżowane, $\times 11$.
Boundary between green mylonite and granitoid; nicols crossed, $\times 11$.
- 3 — Nieregularne skupienia hematytu w obrębie mylonitu, $\times 8$.
Irregular concentrations of hematite in mylonite, $\times 8$.
- 4 — Mechaniczne deformacje plagioklazu z granitoidu przylegającego do strefy mylonitu; nikole skrzyżowane, $\times 22$.
Plagioclase mechanically deformed in granitoid adjoining the mylonite zone; nicols crossed, $\times 22$.