



ANDRZEJ MICHALIK

P.1214/52

**CIOS KRYSTALINIKA TATR POLSKICH
ORAZ TOWARZYSZĄCE MU PRZEMIANY
HYDROTHERMALNE**

(z 4 tablicami)

WARSZAWA
Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952

ANDRZEJ MICHALIK

**CIOS KRYSTALINIKA TATR POLSKICH
ORAZ TOWARZYSZĄCE MU PRZEMIANY
HYDROTHERMALNE**

(z 4 tablicami)

**ОТДЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПОЛЬСКИХ
ТАТР И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЕЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ
ИЗМЕНЕНИЯ**

(с 4 таблицами)

**DIACLASES DU MASSIF CRISTALLIN DE TATRA POLONAI
ET CHANGEMENTS HYDROTHERMAUX QUI L'ACCOMPAGNENT**

(avec 4 planches)

WARSZAWA

Wydawnictwo Państwowego Instytutu Geologicznego

1952



P. 1214/52

Rękopis złożono w P. I. G. 16. II. 1951 r.
Zatwierdzono do druku 6. VI. 1952 r.
Dyrektor Naczelny mgr Kazimierz GUZIK

111

P. 240/60

Redaktor Naczelny — dr Stanisław KRAJEWSKI
Redaktor Naukowy — mgr Walentyna MIODUSZEWSKA

Oddano do drukarni 9. 6. 52 r. — Druk ukończono w lutym 1953 r.
Nr zam. 1724. — Nakład 1000 egz. Format B5. — Objętość 3¼ ark.
Papier dr. sat. bezdrzewny 70 gramowy — 70×100 centymetrów.
Drukarnia R. S. W. „Prasa” w Grudziądzu. Plac Wolności nr 5.
B-4-50061

CIOS KRYSTALINIKA TATR POLSKICH ORAZ TOWARZYSZĄCE MU PRZEMIANY HYDROTHERMALNE

(z 4 tablicami)

SPIS RZECZY

Wstęp	5
I. Cios granitu	6
Spękania ciosowe o powierzchniach pokrytych pegmatytami	7
Spękania ciosowe o powierzchniach zaczerwienionych	9
Spękania o powierzchniach nie wykazujących zmian hydrotermalnych	12
Tektonika ciosu na terenie doliny Waksmundzkiej, Roztoki i Pięciu Stawów Polskich	12
II. Strefy spękań ciosowych	15
Strefy kwarcowo-epidotowe	15
Krótka historia badań utworów kwarcowo-epidotowych w Tatrach	15
Żyłki epidotowe	17
Żyłki kwarcowo-epidotowe	17
Zagadnienie epidotytacji w świetle literatury	18
Strefy kalcytowo-chlorytowe	22
a) Typ z Miedzianego	22
Granit z nad Małego Stawu w dolinie Pięciu Stawów Polskich	26
b) Typ z Przedniego Garbu Wołoszyna	26
c) Typ z doliny Waksmundzkiej	28
Rozpuszczanie kwarcu i albityzacja w świetle literatury	28

III Interpretacja dotychczasowej literatury tatrzańskiej dotyczącej omawianych zagadnień	31
Parageneza utworów hydrotermalnych	31
Wiek ciosu i stref spękań ciosowych	33
IV. Porównanie alpejskich utworów szczelinowych z tatrzańskimi	35
V. Wyniki pracy	38
Literatura	39
Резюме	41
Résumé	46

Streszczenie

Cios i strefy spękań były przedmiotem badań autora na terenie doliny Roztoki, Pięciu Stawów Polskich i Waksmundzkiej w Tatrach.

Opierając się na zmianach petrograficznych zachodzących na powierzchniach spękań można odróżnić cios od spękań tektonicznych, które powstają później. Najstarsze powierzchnie ciosu są pokryte pegmatytami grubości 2 cm. Najczęściej spotyka się płaszczyzny ciosu zaczerwienione. Ma tu miejsce przede wszystkim albityzacja wraz z odmieszaniami żelaza, wskutek czego albity zaczerwieniają się. Albity te zastępują oligoklaz szarego granitu.

Spękania tektoniczne nie zaznaczają się żadnymi zmianami mineralnymi. Płaszczyzny spękań na badanym terenie tworzą rodzaj kopuły, obejmującej obszar określany w literaturze współczesnej nazwą elewacji Kosistej.

Strefy spękań ciosowych, w zależności od rodzaju mineralizacji, dzielą się na kwarcowo-epidotowe i kalcytowo-chlorytowe. Działalność hydrotermalna wyraża się nie tylko w powstaniu nowych minerałów, ale także w przemianie skał otaczających (szarego granitu). Oligoklasy zostają zmienione w albit, kwarc jest wylugowany i zastąpiony przez epidot lub chloryt, biotyt jest również zmieniony w chloryt.

W dalszej części pracy autor analizuje współczesną literaturę tatrzańską dotyczącą poruszonych tematów.

W części ostatniej przeprowadzono porównanie zmian na płaszczyznach ciosu i ich mineralizacji w Tatrach z podobnymi utworami na obszarze masywów krystalicznych alpejskich.

WSTĘP

W czasie sporządzania mapy geologicznej trzonu krystalicznego Tatr na obszarze doliny Waksmundzkiej, Roztoki i Pięciu Stawów Polskich, zebrałem pewną ilość spostrzeżeń odnoszących się do ciosu, stref spękań ciosowych oraz związanych z nimi zjawisk hydrotermalnych. Spostrzeżenia te stanowią pewną całość, która daje obraz procesów zachodzących w trzonie krystalicznym od momentu jego zestalenia aż po chwilę obecną.

Pracę terenową wykonywałem w sezonach letnich 1946—1948 r. z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego, w ramach prac kartograficznych zorganizowanych i kierowanych przez dr St. Soko-

łowskiego jako kierownika Regionu Tatrzańskiego, któremu na tym miejscu składam serdeczne podziękowanie za przychylne ustosunkowanie się do mych prac, życzliwą wymianę myśli oraz trud przejrzenia rękopisu.

Szlify mikroskopowe wykonane zostały w szlifierni Państwowego Instytutu Geologicznego w Krakowie przez Wł. Kruka, a mikrofotografie w pracowni fotograficznej Państw. Inst. Geol. w Warszawie.

W toku niniejszej pracy chciałbym przedstawić następujące zagadnienia:

- I. Cios granitu
- II. Strefy spękań ciosowych
- III. Interpretacja dotychczasowej literatury tatrzańskiej dotyczącej się omawianych zagadnień
- IV. Porównanie opisywanych utworów tatrzańskich z alpejskimi.

Cios, tworzący charakterystyczne dla krystaliniku tatrzańskiego płaszczyzny oddzielności, wykazuje na swych powierzchniach zmiany mineralne. Do tych płaszczyzn oddzielności stosuję również nazwę spękania (oczywiście ciosowe).

Miejsca o większym nagromadzeniu płaszczyzn ciosowych nazywam strefami spękań (ciosowych). W tych strefach spękań działalność procesów hydrotermalnych jest nadzwyczaj intensywna.

Zjawiska ciosu i stref spękań łączą się ze sobą niekiedy tak ściśle, że przeprowadzenie granicy między nimi jest trudne. Rozpatruję je w takiej kolejności, aby mieć przegląd procesów od najsłabszych, niewiele zmieniających skałę, jak przy ciosie, do daleko posuniętych zmian, jakie powodują procesy hydrotermalne w strefach spękań.

Nie rozpatruję tutaj tych spękań oraz stref spękań, w których nie obserwuję działalności procesów hydrotermalnych, a w których skutkiem ciśnienia doszło jedynie do mechanicznego roztarcia granitu. Należy tu będą przede wszystkim spękania powstałe w wyniku późniejszych procesów górotwórczych.

I. CIOS GRANITU

Zagadnieniem ciosu na terenie Tatr pierwszy zajął się S. Kreutz (15). Rozporządzał on wielkim zasobem spostrzeżeń, zwłaszcza w obrębie Tatr Zachodnich. Wytoczył on pewne linie kontaktu odmiennych utworów geologicznych oraz żył kruszcowych Tatr Zachodnich o kierunku NW — SE, „a jeśli idzie o żyły i spęknięcia, to także kierunek prawie do pierwszego prostopadły“. Zwraca uwagę, że są to kierunki starych fałdowań hercyńskich, które zachowały się mimo późniejszych przemieszczeń. Robi też on szczególną uwagę, „że szczeliny stare zdają się odna-

wiać i dziś jeszcze, co wyraża się w powstawaniu wielkich i głębokich szczelin na niektórych szczytach Tatr Zachodnich". Zagadnieniu ciosu poświęca kilka zdań, które w całości przytoczę: „zjawiskiem, w opracowaniu Tatr dotychczas niewyzyskany jest „cios“ granitu. Pomimo jednolitości swej granit tatrzański wykazuje podzielność i spękania wzdłuż płaszczyzn równoległościanu, przy czym pewne płaszczyzny zaznaczają się wyraźniej od innych. Położenie tych płaszczyzn ciosowych wytworzonych przez samą naturę na całym obszarze Tatr da nam nowe punkty oparcia do zrozumienia obecnej ich tektoniki“ — tyle S. Kreutz (15). Zagadnienie ciosu opracował dalej F. Rabowski (28). W swej krótkiej a treściwej pracy pt. „Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr“ daje pewną syntezę ciosu w postaci profilu tektonicznego krystaliniku Tatr.

Zanim przystąpię do rozważań nad tektoniką ciosu na obszarze dolin wspomnianych na wstępie, chciałbym zwrócić uwagę na parę szczegółów natury petrograficznej, dotyczących ciosu. Są one ważne, tym bardziej że dostarczają cennych danych pozwalających ustalić względny wiek poszczególnych płaszczyzn spękań ciosowych.

Interesując się ciosem granitu Tatr i obserwując go w terenie, zauważyłem, że niektóre płaszczyzny ciosu są zaczerwienione, podczas gdy inne spękania nie wykazują zmian. Baczniejsza obserwacja doprowadza do odkrycia innego jeszcze ciosu, którego powierzchnie spękań są pokryte 0,5—2 cm grubymi pegmatytami. Spotyka się też miejsca, które wskazują wyraźnie na to, że płaszczyzny ciosu, na którego powierzchni występują pegmatyty, są zdyslokowane spękaniami ciosu o powierzchniach zaczerwienionych. Tak więc, nie wdając się nawet w dociekania na temat przyczyn zmian zachodzących na powierzchniach spękań, podzielić można cios na starszy o powierzchniach pokrytych pegmatytami i młodszy o powierzchniach zaczerwienionych.

Pozostaje jeszcze trzeci rodzaj spękań, nie wykazujących żadnych zmian mineralnych na swych powierzchniach. Są to spękania najmłodsze w krystaliniku tatrzańskim.

Spękania ciosowe o powierzchniach pokrytych pegmatytami

Przedstawiając zmiany mineralne zachodzące na powierzchniach spękań opiszę próbkę skały pobraną ze żlebu biegnącego od szczytu Dziada (zakończenie grani Wołoszyna nad doliną Białej Wody, o jakie 200 m nad mostem przy Wodogrzmotach Mickiewicza). Pęknięcie ciosowe występuje tu w granicie szarym, średnioziarnistym. Białe jego skalenie są skaolinizowane i nie posiadają gładkich lśniących powierz-

chni łupliwości. Nie obserwujemy w tym granicie zaczerwienionych skaleni. Jest to rzeczą tym bardziej godną uwagi, że w następnej, młodszej fazie ciosu zawsze mamy do czynienia ze skaleniami zaczerwienionymi. Biotyt w postaci bardzo drobnych blaszek ma wyraźnie ciemnozielonawy odcień i zdaje się przechodzić w chloryt. Dookoła blaszek biotyty zaznaczają się nacieki limonitowe, których żelazo pochodzi z przeobrażającego się biotyty.

Na powierzchni pęknięcia tego granitu widać pegmatyty, 0,5 do 2 cm miąższości. Białe lub różowe skalenie tych pegmatytów, znacznie większe niż w opisanym wyżej granicie, posiadają wyraźne, lśniące płaszczyzny łupliwości. Jediną minką jest muskowitz i to w postaci dużych blaszek, w otaczającej zaś skale jest go niewiele i to tylko w formie drobnych blaszek.

W mikroskopowym obrazie granitu, w najbliższym sąsiedztwie pegmatytu na powierzchni pęknięcia ciosowego, widać pewne przeobrażenia. Ulegające im przede wszystkim skalenie są niekiedy tak silnie zsercytyzowane, że rozpadają się na drobne agregaty otoczone wokół serycytem. Proces ten nie postępuje równomiernie, stąd też występują w skaleniach miejsca odporniejsze na tę przemianę. Obok tych silnie zsercytyzowanych skaleni występują inne w postaci żyłek, zupełnie czystych, nie wykazujących znamion serycytyzacji. Naturę ich omówię poniżej. Biotyt zupełnie wyraźnie przechodzi w chloryt wykazujący silny pleochroizm — od barwy jasnożółtawo-zielonej do ciemnozielonej. Tej przemianie towarzyszy również powstawanie epidotu, który, tworząc się niekiedy wewnątrz chlorytu, rozgina jego blaszki. Epidot ten nie tworzy dużych kryształów. Wykazuje on pleochroizm od barwy kanarkowożółtawej do jasnożółtej. Dookoła blaszek biotyty przechodzącego w chloryt występują rdzawe plamy limonitu, który barwi wszystkie pęknięcia.

Stosunkowo duże są skupienia magnetytu, powstające zapewne jako produkty rozkładu biotyty. Kontury tych skupień są bardzo nieregularne, a w jednym przypadku obejmują fragment plagioklastu o tym samym znikaniu światła i zbliżeniu do ziarno obok występujące.

Z minerałów akcesorycznych występują niekiedy idiomorficzne kryształy cyrkonu i igły rutylu.

Na przejściu pomiędzy powierzchnią pęknięcia, pokrytą pegmatytem, a granitem pojawia się w tym ostatnim mikroklin, prawie zupełnie czysty, lekko tylko miejscami przyprószone szarym pyłkiem, którego natury określić nie mogłem. Nie wykazuje on zupełnie śladów serycytyzacji.

Pozostałe skalenie są poprzecinane w sposób bardzo nieregularny przez skalenie silnie albitowe (oznaczone przez porównanie z kwarcem). Są one także zupełnie czyste, pozbawione śladów serycytyzacji. Mamy tu, zdaje się, do czynienia ze zjawiskiem regeneracji skalenia przez roztwory infiltrujące od szczeliny w głąb skały.

W samym pegmatycie występują głównie ortoklasy. Są one spępane według dwóch systemów szczelinek, wzdłuż których postępuje kaolinizacja. Częściej jednak spotyka się ziarna skaolinizowane w sposób nieregularny. Ortoklasy te wykazują niekiedy faliste znikanie światła. Elaszki muskowitu są pocięte. Limonit występuje w postaci dużych plam infiltrujących i barwiących otoczenie. Ciekawy fakt można zaobserwować na muskowiecie, który barwi się od owych nacieków na brązowo-żółty kolor, a wtedy poszczególne zabarwione na skutek infiltracji blaszki wykazują pleochroizm od barw brązowych do brązowo-żółtych.

Te pegmatyty o grubości 0,5—2 cm przecinają skałę niekiedy na dłuższych przestrzeniach wzdłuż idealnie równych płaszczyzn.

Przy tłumaczeniu ich genezy musimy stanąć na gruncie hipotezy hydrotermalnej. Trudno bowiem przyjąć, aby magma potrafiła wciskać się w zestalony już granit wzdłuż tak idealnie równych płaszczyzn. Pegmatyty te musiały więc powstać jedynie z roztworów hydrotermalnych krążących wzdłuż szczeliny w zestalonej już skale. Na to, że roztwory te rozpuszczały powierzchnię skały, po której krążyły, mamy dowód w owych infiltracjach regenerujących uprzednio zserycytizowane skalenie. Roztwory te zawierały dużą ilość potasu, gdyż w pegmatytach utworzonych przez nie na powierzchniach pęknięć występują wyłącznie ortoklasy. Pęknięcia te uległy zapewne zabliznieniu przez powstające w nich pegmatyty. Fakt, że obecnie obserwujemy pęknięcia wzdłuż tych pegmatytów, tłumaczą odmłodzeniem dawnych spękań stanowiących bądź co bądź płaszczyznę nieciągłości w obrębie mas granitowych. Za odmłodzeniem tych spękań świadczy jeszcze fakt, że ortoklasy w pegmatycie wykazują faliste znikanie światła, a blaszki muskowitu są pocięte. Wskazuje to na mechaniczne deformacje po ich utworzeniu.

O odnawianiu się szczelin w myśl dawnych założeń pisał już S. K r e u t z (15) w zdaniu, które wyżej przytoczyłem.

Spękania ciosowe o powierzchniach zaczzerwienionych

Jest to najczęściej spotykany cios w obrębie badanych przeze mnie części Tatr. Przecina on granity niekiedy zgnejszowane w rozmaitych kierunkach.

Cechą tego ciosu jest zaczerwienie powierzchni pęknięcia, przy czym szerokość pasa zaczerwionego jest bardzo zmienna. Różne i niekiedy daleko idące przemiany można tutaj obserwować; opiszemy je jednak przy omawianiu stref spękań ciosowych. W tym miejscu ograniczę się jedynie do wyjaśnienia natury samych tylko zaczerwień. Dalszą cechą tych spękań jest obecność epidotu, który na głównej powierzchni pęknięcia tworzy nieregularną warstewkę, a często całym systemem szczelin wnika w skałę.

Granit dookoła spękań jest nieco zmieniony, a zmianom ulega przede wszystkim skałen i biotyt. Skałen ulega serycytyzacji, która w ortoklazach postępuje nieregularnie, a w plagioklazach wzdłuż szczelin łupliwości równoległej do *M* (dwuścianu podłużnego). W skałce silniej zmienionej, obok serycytyzacji, zaczyna się też chlorytyzacja skałen. Wtedy już makroskopowo widoczny jest w skałce zielony odcień.

Biotyt ulega przeobrażeniu w chloryt, ten zaś przechodzi w epidot, który występuje też niekiedy w obrębie schlorytyzowanego biotyту, rozginając jego blaszki. Ten związek epidotu z przeobrażającym się biotytem jest zjawiskiem stałym.

Jednak oprócz epidotu powstałego przy wspomnianym przeobrażeniu, być może pod wpływem roztworów hydrotermalnych, występuje jeszcze epidot krystalizujący z roztworów, a wypełniający i spajający spękania ciosowe.

W najbliższym sąsiedztwie pęknięcia są duże mechaniczne deformacje pochodzące zapewne z fazy odnawiania się tychże w toku późniejszych ruchów. Ziarna kwarcu są pokruszone. Plagioklasy wykazują pocięcia i połamania pasów zbliźniaczeń. Skałenie nie wykazują procesów serycytyzacji i chlorytyzacji. Przyprószone są natomiast pyłkiem hematytowym i nieco skaolinizowane. Pył kaolinowy występuje bardzo często przy tych spękania. Na powierzchni pęknięcia występuje również kalcyt, przy czym można również zauważyć, że jego łupliwość romboedryczna jest pocięta i zupełnie wyraźnie zdeformowana. Jeżeli wzdłuż pęknięcia następowało jeszcze późniejsze przesunięcie, wtedy epidot hydrotermalny starty jest zupełnie na pył, dający lustro tektoniczne.

Mimo że procesy serycytyzacji, chlorytyzacji i epidotytyzacji są dość powszechne w granicie, to jednak w sąsiedztwie spękań ciosowych objawiają się szczególnie intensywnie.

Najważniejszą jednak cechą opisywanych tu spękań ciosowych jest silna albityzacja. Proces ten nie jest częsty, a sposób jego działania jest bardzo charakterystyczny. Ulegające przemianie plagioklasy pierwotnego granitu trzonu o składzie zasadowego oligoklazu 22—30% *An* (35) przeobrażają się w czyste albity. To przeobrażanie można obserwować

w zjawisku zbieżności pasów zbliżniaczeń albitowych. Część wykazująca bardziej drobnopasowe zbliżniaczenia jest już przeobrażonym z oligoklazu albitem. Barwa czerwona tych przeobrażonych albitów pochodzić może z odmieszania żelaza obecnego w skaleniach lub też z zanieczyszczenia albitu powstającego pod wpływem roztworów hematytom krystalizującym niemal równocześnie. Do tej kwestii powrócę jeszcze przy omawianiu stref spękań ciosowych. Tak więc szerokość zaczerwienień mówi nam o szerokości strefy przemian.

Wapń z cząsteczki anortytowej uległych przemianie plagioklazów wytrącał się z roztworu w szczelinie w postaci kalcytu. Myśl tę wyraził już w 1901 r. J. Koenigsberger (4) stwierdzając, że stosunek CaO do SiO_2 w plagioklazie powinien odpowiadać stosunkowi kalcytu do kwarcu w szczelinie. I rzeczywiście kalcytu w tych spękaniach jest niewiele, zgodnie z charakterem chemicznym granitu tatrzańskiego. U większych osobników kalcytu występuje wyraźna łupliwość romboedryczna, u mniejszych nie ma jej wcale.

Wydaje mi się prawdopodobne, że wapń z cząsteczki anortytowej mógł z roztworami odbywać dalekie wędrówki, co łatwiej wytłumaczy zachodzący niekiedy na wielką skalę proces epidotyzacji (opisany poniżej) w niektórych spękaniach.

Roztwory krążące wzdłuż szczelin przeobrażały również biotyt w chloryt, a ten następnie przy dostatecznej ilości CaO w epidot.

Tworzenie się epidotu uważa wielu badaczy za proces hydrotermalny, towarzyszący albityzacji. Występuje on obficie w skałach, w których albityzacji ulega plagioklaz zasadowy. Wtedy bowiem z wapnia cząsteczki anortytowej tworzy się kalcyt, a przy jego nadmiarze powstaje epidot. Np. brak epidotu w zabityzowanych diabazach w Aunus w Karelii zmusza Eskolę (3) do tłumaczenia tego faktem, że CaO został odprowadzony w takiej samej ilości, w jakiej Na_2O został doprowadzony. Nie było więc CaO w nadmiarze, aby mógł tworzyć się epidot.

Również Lehman (16) opisujący utwory hydrotermalne diabazów w Aumenau, zauważa, że ciekawy jest brak epidotu, mimo że pierwotny plagioklaz bogaty w cząsteczkę An został zastąpiony albitem. Dowodzi to możliwości wprowadzania CaO przez roztwory.

Tak więc można mówić o epidocie powstającym z przeobrażania chlorytu oraz o epidocie krystalizującym z roztworu w spękaniu. Ten ostatni typ epidotu wypełnia wszystkie drobne spękania w kwarcach, zoizytach itp. W ten sposób pierwotne pęknięcie ulega zabliznieniu, a — odnowione następnie podczas ruchów mas granitowych — powoduje roztarcie epidotu wypełniającego spękanie. Roztarty epidot daje lustro tektoniczne, tak często spotykane w Tatrach. Być może, w tym czasie romboedryczna

łupliwość kalcytu ulega deformacji. Sądzę, że epidotowych luster tektonicznych nie można interpretować w ten sposób, jakoby epidot dający owe lustro tworzył się dopiero na płaszczynach, wskutek ciśnień podczas ruchów mas skalnych.

Do kwestii epidotu powrócę jeszcze przy omawianiu zepidotyzowanych stref spękań ciosowych.

Spękania o powierzchniach nie wykazujących zmian hydrotermalnych

Pozostaje jeszcze trzeci typ spękań, które na swych powierzchniach nie wykazują żadnych zmian hydrotermalnych, choć rysy na nich występujące zdradzają pewien ruch. Okres tworzenia się tych spękań jest zapewne równoczesny z okresem odnawiania się spękań dwóch poprzednich typów. Fakt, że odmłodzone płaszczyny ciosowe z pegmatytami nie posiadają zaczerwienionych powierzchni, dowodzi, że odmłodzenie nastąpiło już w tym czasie, gdy szczelinami nie krążyły roztwory przeobrażające skalenie.

Przy omawianiu spękań należy wyróżnić spękania pierwotne — cios tworzący się w krzepnącym krystalniku, w myśl prawideł ustalonych przez H. C l o o s a. Wydaje się, że właśnie cios o powierzchniach pokrytych pegmatytami i zaczerwienionych jest ciosiem tworzącym się w krzepnących skałach krystalicznych i dlatego układ tego ciosu będzie nam odzwierciedlał budowę krystalniku.

Spękania nie wykazujące żadnych zmian mineralnych na swych powierzchniach będą spękaniami młodszymi, tektonicznymi, tworzącymi się pod wpływem nacisków ścinających, lub też spękaniami odciążeniowymi dostosowywującymi swe płaszczyny do rzeźby terenu.

TEKTONIKA CIOSU NA TERENIE DOLINY WAKSMUNDZKIEJ, ROZTOKI I PIĘCIU STAWÓW POLSKICH

Po uwagach petrograficzno-mineralogicznych dotyczących się ciosu, chciałbym zobrazować jego układ na terenie badanych przeze mnie dolin tatrzańskich. Przedstawię rzecz tylko w zarysie, gdyż szczegółowe jego opracowanie na terenie całych Tatr zasługuje na osobną publikację.

Przede wszystkim muszę zaznaczyć, że cios najstarszy, o powierzchniach pęknięcia pokrytych pegmatytami, nie jest tak częsty i nie posiadamy dostatecznej ilości obserwacji dotyczących jego przebiegu.

Natomiast cios młodszy, o zaczerwienionych powierzchniach pęknięcia, jest bodaj najczęstszy w Tatrach. Ten typ ciosu był przedmiotem moich obserwacji. Z wykonanych w terenie pomiarów tego ciosu sporzą-

dziłem następnie mapę (tabl. III) oraz skonstruowałem tablicę przekrojów (tabl. IV).

Mierzyłem również kierunki trzeciego rodzaju spękań.

W terenie kierowałem się tą zasadą, że z wielu chaotycznych niekiedy spękań wybierałem ten kierunek, który w danym miejscu dominował. Mimo to kierunki nie wykazały żadnego układu i ze swych prac je wyeliminowałem.

Aczkolwiek analizę ciosu należy przeprowadzać na mapie traktując rzecz przestrzennie, to jednak pozwoliłem sobie wykreślić różę spękań (tabl. III). Widać z niej, że spękania grupują się pomiędzy 20° — 70° , a więc dominuje kierunek NE — SW. W tych granicach mieszczą się kierunki trzech badanych dolin tatrzańskich (Waxmundzka, Roztoki, Pięciu Stawów Polskich). Drugie mniejsze maksimum spękań przypada na kierunek około 160° , a więc NNW — SSE. Jest to kierunek głównych żlebów i przełęczy na badanym terenie.

Zaznaczyć pragnę, że obserwacje te są zgodne z założeniami wynikającymi z interpretacji ciosu przez F. R a b o w s k i e g o (28), a szczególnie z jego schematycznym przekrojem (patrz tabl. IV). Z tego przekroju wynika, że autor wydzielił na badanym terenie cios pokładowy, tak charakterystyczny dla Wielkiego Kościelca, oraz prostopadły do niego cios promienisty. Oba rodzaje ciosu mają powierzchnie spękań pokryte pegmatytami lub częściej zaczerwienione. Dają się one stwierdzić bardzo wyraźnie np. w Zamarłej Turni, w Kozim Wierchu itp. Południowa ściana Zamarłej Turni, która pochłonęła tyle ofiar w ludziach jest płaszczyzną ciosu promienistego, rysa zaś, którą biegnie trawers przez szczytową partię, jest wychodnią ciosu pokładowego.

Dalej ku wschodowi cios pokładowy, który miał kierunek mniej więcej NE — SW z upadem ku N, zaczyna od Kosistej skręcać i przybierać kierunek upadu na E, jak to doskonale jest widoczne w Dziadzie. Kąt upadu w tym kierunku staje się też bardziej stromy, a niekiedy pionowy.

Na mapkach izofem J. T o k a r s k i e g o (29) i W. N e c h a y a (24) widać, że izofemy od Kosistej skręcają ku południowi. W. N e c h a y a (24) tłumaczy to przesunięciem listwowym na linii Białki, zgodnie z koncepcją U h l i g a (36) przyjmującego tutaj istnienie uskoku.

F. R a b o w s k i (28), interpretując fakt skręcenia izofem, stwierdza: „tego nagłego skrętu nie trzeba objaśniać koniecznością przesunięciem listwowym, jak to przyjmuje N e c h a y a, bo wtedy izofemy ciągnęłyby się równolegle ku wschodowi, urywając się nagle wzdłuż płaszczyzny przesunięcia, lecz właśnie wypiętrzeniem (Kosistej), zmuszającym izofemy do wygięcia a właściwie do okolenia tego wypiętrzenia“. W przypisie stwierdza autor, że choć nie zaprzecza istnienia uskoku dalej na północ

to jednak przyjmuje, że pomiędzy elewacją Kosistej a depresją Szerokiej Jaworzyńskiej główną rolę grało fleksurowate wygięcie.

Sądę więc, że przyjęcie istnienia na wschód od Kosistej naturalnego skłonu elewacji ku depresji najlepiej tłumaczy skręt izofem i brzeżnej strefy pegmatytowej (19) oraz układ ciosu. Tak wygląda wschodni skłon elewacji Kosistej. Podobne stosunki obserwujemy również na jej zachodnim skłonie. Na zachód od linii Kozi Wierch — Liptowskie Mury widzimy, że oprócz ciosu pokładowego z upadem ku północy pojawia się także cios z upadem ku zachodowi. W załączonych przekrojach (tabl. IV) uwidacznia się on jako płaszczyzny poziome, gdyż kierunki przekrojów są zgodne z kierunkami biegu płaszczyzn ciosowych. Mamy więc na tym terenie do czynienia z zapadaniem ciosu w stronę depresji Goryczkowej, podobnie jak na terenie Wodogrzmotów Mickiewicza mamy cios zapadający ku depresji Szerokiej Jaworzyńskiej.

Ten skłon elewacji ku depresji Goryczkowej potwierdza jeszcze obserwacja występowania różowych granitów szczytowych. Ze szczytu Opalowego Wierchu i Miedzianego obniżają się one ku zachodowi i występują na Kotelnicy.

W przedłużeniu doliny Pięciu Stawów Polskich ku zachodowi jest masyw Wielkiej Kopy Koprowej i Krzyżnego Liptowskiego, o którym wiemy, że jest zbudowany z gnejsów i łupków biotytowych oraz białych granitów aplitowych, a możemy przypuszczać, że jego wschodnie zbocza powinny być zbudowane z granitów pegmatytowych brzeżnej strefy.

Tak przedstawiałyby się zachodni skłon elewacji Kosistej. Centrum tej elewacji zajmuje dolina Pięciu Stawów Polskich. Sklepienie zaś jej zaznaczone jest przebiegiem brzeżnej strefy pegmatytowej oraz układem ciosu. Tworzy ona rodzaj kopuły ze skłonami ku zachodowi, północy i wschodowi, a ciągnie się ku południowi.

Jeżeli słuszne jest wiązanie powstania brzeżnej strefy pegmatytowej z procesami zachodzącymi w ostatniej fazie krzepnięcia krystaliniku, a tworzenia ciosu o powierzchniach przeobrażonych — z działalnością hydrotermalną, pomagmową, to czas powstania tej elewacji łączyć się będzie z powstaniem krystaliniku Tatr Wysokich.

Twórca pojęć undulacji poprzecznych w Tatrach (elewacji Czerwonych Wierchów, depresji Goryczkowej, elewacji Kosistej, depresji Szerokiej Jaworzyńskiej, elewacji Hawrania) M. L i m a n o w s k i (17) stwierdza, że elewacja np. Hawrania „zaznaczona jest też przez tektonikę autochtonicznego trzonu Tatr, czyli powstała w miejscu Tatr“. Dalej zaś pisze, że „pochodzi jeszcze z czasów przed transgresją eoceńską“. W innej zaś pracy stwierdza M. L i m a n o w s k i (18), że trzon krystaliczny

został pomarszczony transversalnie na szereg depresji i elewacji już po utworzeniu głównych fałdów tatrzańskich.

W obecnym zaś ujęciu wiek elewacji należy cofnąć do momentu krzepnięcia krystaliniku.

II. STREFY SPEKAŃ CIOSOWYCH

Strefami spekań ciosowych nazywam te partie mas granitowych, które posiekane są płaszczyznami ciosu ułożonymi bardzo gęsto obok siebie. Ciśnienie, które spowodowało powstanie tych stref spekań, nie doprowadziło do powstania mylonitu. Roztwory zaś hydrotermalne, działające specjalnie intensywnie w tych strefach spekań, zmieniały niekiedy bardzo znacznie pierwotny skład oraz budowę skały.

Rodzaj tych przemian zależy w pierwszym rzędzie od mineralizatorów zawartych w działających roztworach, od temperatury tych roztworów oraz od pierwotnego składu chemicznego skały. Temperatura jest tutaj szczególnie ważna, gdyż od jej wysokości zależy rodzaj powstałych utworów hydrotermalnych. Bardzo często strefy spekań ciosowych, niekiedy dość szerokie, otaczają wąską smużkę mylonitu, powstałą na skutek późniejszych ciśnień tektonicznych. Wydzielam i opisuję strefy spekań tym bardziej, że w ich obrębie spotykamy się z procesami, które w partiach uległych późniejszemu zmylonityzowaniu, skutkiem silnego mechanicznego roztarcia i przekrystalizowania, są już niemożliwe do odcyfrowania.

W niniejszym rozdziale chciałbym przedstawić dwa zasadnicze typy stref spekań ciosowych, w zależności od przeważających utworów hydrotermalnych. Są to:

- 1) Strefy kwarcowo-epidotowe
- 2) Strefy kalcytowo-chlorytowe.

Strefy kwarcowo-epidotowe

Krótką historią badań utworów kwarcowo-epidotowych w Tatrach

Żył kwarcowo-epidotowe są wśród utworów hydrotermalnych trzonu krystalicznego najbardziej rozpowszechnione. Znane były one już S. Staszicowi (31), który błędnie określał epidot jako steatyt lub serpentyn. Pierwszym, który opisał epidot w Tatrach, był L. Zejszner (39) w 1851 r. Po nim epidoty Tatr opracowywał Z. Weyberg (37), dając nie tylko ich opis petrograficzny, ale także analizy chemiczne. Autor ten wydzielił dwa typy powłok (wyrażenie Weyberga) epidotowych. „Jedne jasne koloru oliwkowożółtego, drugie ciemniejsze seledynowozielone“. Okaz jasnego epidotu, wzięty przez tego autora z Rysów, pod mikroskopem okazuje większe lub mniejsze kryształki „powikła-

ne nieregularnie, przestrzenie między tymi kryształkami wypełniają skupienia epidotu drobnokrystalicznego, przejęte ziarnami i kryształkami kwarcu, a także resztkami zwietrzałych skaleni i miki". W wyniku wnikliwych obserwacji mikroskopowych przytacza on pewne dane, które wskazują na genezę tych utworów. Stwierdza, że kryształki kwarcu tkwiące w masie epidotowej mają niekiedy zarysy krystalograficzne, a występujące w nich jako wrostki drobne kryształki epidotu ułożone są szeregami równoległymi do wspomnianych powierzchni krystalograficznych. Oprócz wrostków epidotowych pojawiają się jeszcze wrostki kwarcowe, lecz zorientowane ukośnie w stosunku do głównego ziarna. Ciemne zaś epidoty pochodzące z doliny Pięciu Stawów Węgierskich różnią się od poprzednich drobnokrystaliczną strukturą. Na analizy chemiczne, opracowane przez tego autora, będę się powoływał niżej i tam je przytoczę.

W r. 1916 opracowywał złoża mineralne Tatr Wł. Pawlica (27). Wydzielił on wśród żył epidotowych dwa typy różniące się paragenezą. Są to żyły kwarcowo-epidotowe, bardzo częste i znane w Tatrach od dawna, oraz żyły kalcytowo-epidotowe odkryte przez J. Morozewicza w granicie Mięguszowieckich Turni. Wł. Pawlica odnalazł wiele innych punktów występowania tych żył.

W żyłach kalcytowo-epidotowych jako główny składnik występuje gruboziarnisty kalcyt, przerośnięty drobnosiarnistym kwarcem, tworzącym „kryształki ograniczone formami słupa heksagonalnego i obu romboedrów". W kalcycie, rzadziej w kwarcu, tkwi epidot rozsiany w formie pryzmacików długości niekiedy 1 cm. Miejscami drobnokrystaliczny epidot tworzy zbitą masę. Oprócz wspomnianych żył epidotowych opisuje autor żyłki czystego epidotu krystalicznego, który w postaci pryzmatycznych kryształków przerasta poprzecznie szczelinę lub narasta na jej ściany w wachlarzowatych skupieniach. Jako przyczynę powstawania tych utworów wspomniani autorowie uważali działalność hydrotermalną.

Przy opisie tych utworów chciałbym podkreślić te cechy, które mają zasadnicze znaczenie przy rozważaniach geologicznych dotyczących się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr.

Epidot występujący w Tatrach podzielić możemy na dwa typy. Pierwszy — to epidot powstały z przeobrażającego się biotyту, o którym wspominałem przy omawianiu ciosu. Występowanie jego w granicie jest dość częste. Drugi typ — to epidot hydrotermalny, powstały przez krystalizację z roztworu.

Ponieważ parageneza kalcytu i epidotu została już opisana przez wyżej wspomnianych autorów, zajmę się przeto paragenezą kwarcu i epidotu oraz epidotem, występującym w strefach spękań ciosowych.

Żyłki epidotowe

Żyłki epidotowe w strefach spękań ciosowych — to przede wszystkim żyłki krystalicznego epidotu. Pojedyncze jego kryształki dostrzec można okiem nieuzbrojonym.

Opiszę tutaj żyłkę epidotu ze żlebu na Przedni Garb Wołoszyna. Żyłka ta tnie skałę na większej przestrzeni wzdłuż linii prostej.

Granit w sąsiedztwie tej żyłki staje się jaśniejszy, znika bowiem z niego biotyt, a w jego miejsce pojawia się epidot. Na ten fakt zwrócił uwagę już Wł. Pawlica (26). Epidotyzacja granitu w sąsiedztwie takiej żyłki widoczna jest okiem nieuzbrojonym. Pojedyncze kryształki epidotu w samej żyłce ułożone są bezkierunkowo. W szlifie mikroskopowym granitu z najbliższego sąsiedztwa widać, że skalenie są bardzo silnie zserycytizowane, tak że w niektórych plagioklazach widoczne są zaledwie ślady zbliźniaczeń albitowych. W dalszej przemianie skaleni, z serycytu zaczyna tworzyć się muskowitz. Biotyt przechodzi w chloryt, zachowując pokrój dużych, wyraźnych blaszek, odznaczających się silnym pleochroizmem — od barw prawie przezroczystych do ciemnozielonych. Chloryt ten przechodzi następnie w epidot. Występują tutaj też duże ziarna zoizytu, a w nich skupienia igieł rutyłu.

Epidot w samej żyłce — to duże kryształy szaro-żółtawe ze słabym pleochroizmem, przy czym, jeżeli środek żyłki stanowią podłużne, duże kryształki, to brzegi są utworzone ze zbitego drobnoziarnistego agregatu.

Najciekawszych jednak obserwacji dostarcza kontakt żyłki epidotu z granitem. Widać bowiem sposób infiltracji w głąb skały roztworów epidotyzujących. Wnikają one w skałę nieregularnymi żyłkami, rozpuszczając jej składniki. Rozpuszczaniu ulega przede wszystkim kwarc (tabl. I, fig. 1, 2, 3). Nieregularny bieg tych żyłek podyktowany jest nieregularnymi kształtami poszczególnych ziarn kwarcu, tworzących mozaikę kwarcową. Obserwując w szlifie mikroskopowym duże ziarno kwarcu całkowicie prawie zepidotyzowane, nie trudno udowodnić, że roztwory epidotyzujące w swym rozprzestrzenianiu wyzyskują przede wszystkim kwarc. Występujące zaś naokoło skalenie są zserycytizowane, lecz nie ma w nich śladu epidotu (tabl. I, fig. 2). W skaleniach epidot występuje bardzo rzadko i to w postaci prostych żyłek o ostrych zarysach. Epidot tkwi również pomiędzy blaszkami muskowitzu i jest wraz z nim pocięty. Mamy tu ważny dowód na to, że po utworzeniu się hydrotermalnego epidotu w tych strefach spękań ciosowych działało jeszcze ciśnienie.

Żyłki kwarcowo-epidotowe

Żyłki kwarcowo-epidotowe spotyka się bardzo często w obrębie stref spękań ciosowych, w których skutkiem późniejszych ciśnień tektonicz-

nych doszło do mechanicznego roztarcia a nawet mylonityzacji granitu.

Przebieg tych żyłek jest bardzo nieregularny, podobnie jak ich miąższość wahająca się w granicach kilku centymetrów. Barwa żyłek jest prawie zawsze żółtawo-zielona, a często wykazuje nawarstwienia jaśniej i ciemniej zielone. Żyłki te obejmują pokruszone fragmenty skały, w której występują, czego w poprzednim typie żyłek nie obserwowałem. Szlif mikroskopowy żyłki tego typu wykazuje, że żyłka właściwa — to drobnoziarnisty agregat epidotu, niekiedy prawie pelityczny, lecz zawsze z pleochroizmem od barw jasnożółtych do przezroczystych. Z drobnoziarnistej masy epidotu, przy zetknięciu z kwarcem hydrotermalnym, tworzą się duże, piękne, idiomorficzne kryształy epidotu (tabl. I, fig. 6). Kwarc ten, jak już wspomniałem, jest hydrotermalnego pochodzenia. Różnica w budowie tego kwarcu i kwarcu magmowego jest bardzo wyraźna, tak że rozróżnienie ich w szlifie nie sprawia trudności. Kwarc magmowego pochodzenia jest bardzo przyprószony szarym pyłkiem, którego natury odcyfrować nie mogłem, oraz posiada liczne inkluzje. Kwarc hydrotermalny jest prawie czysty. Na tabl. II, fig. 1 widzimy z lewej strony kwarc magmowy, a z prawej hydrotermalny. Przy skrzyżowanych nikolach różnica w ich budowie występuje w całej okazałości. Kwarc magmowy z lewej strony (tabl. II, fig. 2) ma typową budowę mozaikową oraz faliste znikanie światła; w przeciwieństwie do niego kwarc hydrotermalny obu tych cech nie wykazuje. Tak więc obserwując przerastanie się kwarcu hydrotermalnego i epidotu możemy mówić o ich paragenezie, a więc i o utworach kwarcowo-epidotowych. To występowanie idiomorficznych osobników epidotu przy zetknięciu z hydrotermalnym kwarcem jest zjawiskiem stałym, silniej lub słabiej rozwiniętym. Istnienie zaś jego należy tłumaczyć tym, że — pod koniec okresu krystalizacji epidotu hydrotermalnego w momencie rozpoczęcia wytrącania się kwarcu z roztworu — tworzą się jego duże idiomorficzne osobniki.

Zagadnienie epidotyacji w świetle literatury

Z dawniejszych autorów, o których wyżej wspomniałem, Z. Weyberg (37) wykonał analizy chemiczne epidotów jasnych z Rysów i epidotów ciemnych z doliny Pięciu Stawów Węgierskich.

Weyberg wyliczając te wzory zauważa, że duża ilość SiO_2 w pierwszym, a wody w drugim epidocie dowodzi, że nie są one wolne od zanieczyszczeń mechanicznych. Są jednak duże trudności z wyizolowaniem czystego epidotu do analizy. Mimo to przytoczone analizy dają możliwość stwierdzenia zmienności składu tych epidotów, zbliżających się w pewnych przypadkach do klinozoizytu (Wł. Pawlica, 26). Ta zmienność

dowodzi też dużej ruchliwości utworów hydrotermalnych oraz możliwości lokalnych zmian chemicznych tych roztworów w poszczególnych spękaniach.

Tlenki	Epidot z Rysów	Epidot z doliny Pięciu Stawów Węgierskich
SiO ₂ 47,37% wag. 36,69% wag.
Al ₂ O ₃ 21,82 „ 25,05 „
Fe ₂ O ₃ 10,27 „ 2,11 „
FeO 0,74 „ 2,93 „
MnO 0,29 „ ślad
MgO 0,28 „ 2,25 „
CaO 22,22 „ 22,40 „
Na ₂ O 0,66 „ 0,90 „
K ₂ O 0,20 „ 0,46 „
H ₂ O 2,12 „ 6,24 „
Wyliczone wzory:		
	$H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26}$ — 70%	$H_2Ca_4Al_6Si_6O_{26}$ — 90%
	$H_2Ca_4Fe_6Si_6O_{26}$ — 30 „	$H_2Ca_4Fe_6Si_6O_{26}$ — 10 „

Ciekawe obserwacje odnośnie do epidotyacji przytacza J. Koutek (11) w swej pracy o południowo-zachodniej części Niżnych Tatr. Wyróżnia on dwa rodzaje epidotyacji: magmatyczną i posteruptywną.

W epidotyacji magmatycznej widzi on przemianę wcześniej wykrytalizowanych składników, a głównie ich cząsteczek femicznych, np. z biotyту, a cząsteczki wapnia z plagioklazu. Powołuje się przy tym na obraz mikroskopowy, w którym widać, że idiomorficzny epidot tworzy się w miejscu niszczonego biotyту. Ponieważ idiomorficzny epidot jest otoczony kwarcem, stąd autor mówi, że czas jego krystalizacji określony jest krystalizacją kwarcu. Wynika z tego, że autor ten uważa epidot za składnik magmatyczny skały, krystalizujący przed kwarcem. Drugi typ epidotyacji posteruptywnej wiąże się z roztworami hydrotermalnymi krążącymi wzdłuż pęknięć i powodującymi rozkład skały w najbliższym sąsiedztwie. Zauważa on następnie, że epidot tego typu krystalizuje obok kalcytu, albitu, a niekiedy też i hematytu.

Epidotyacją granitu na terenie Tatr polskich zajmowała się w ostatnich czasach (1948 r.) M. Turnau-Morawska (35). Autorka stwierdza, że wyjaśnienie procesów epidotyacji nie jest łatwym zadaniem. Na podstawie analiz dochodzi do wniosku, że procent epidotu w skałach silnie zmienionych skutkiem dynamometamorfozy jest znaczny. Tak więc wpływy mechaniczne ułatwiały procesy hydrotermalne zwią-

zane z powstaniem epidotu. Autorka udowadnia na podstawie analiz chemicznych i planimetrycznych, że przy procesie epidotyzacji żadna substancja skały pierwotnej nie zostaje usunięta. Trudności jednak zaczynają się, gdy autorka zastanawia się, co dzieje się z produktami rozkładu, które nie biorą udziału w tworzeniu się epidotu. Stosując bowiem zasadę, że skład chemiczny pierwotnej skały przy procesie epidotyzacji nie ulegał zmianie, trudno wytłumaczyć powstawanie dużych stref lub żył epidotowych, w których skała jest gruntownie zmieniona. Jeśli zaś przyjmiemy, że roztwory hydrotermalne krążyły wzdłuż szczelin i przenikając skałę powodowały wylugowanie jednych, a wytrącanie się drugich składników, a więc zmieniały skład chemiczny skały i to niekiedy bardzo znacznie, trudności zostaną usunięte. Obserwując bowiem żyłki czystego epidotu, który wykrył się w spękaniu, przyjmując musimy, że wszystkie jego składniki mineralne pochodzą z przeobrażonej w sąsiedztwie skały. A więc CaO pochodzi z cząsteczki anortytowej zastąpionej przez Na_2O w plagioklazach, Fe_2O_3 z biotyту ulegającego chlorytyzacji, a SiO_2 z rozpuszczania kwarcu, które odbywało się pod wpływem roztworów alkalicznych.

To rozpuszczanie kwarcu nie ulega wątpliwości po obserwacji szlifu wykonanego z żyłki krystalicznego epidotu. Widać tam zupełnie wyraźnie stadia rozpuszczania kwarcu, na którego miejsce wkracza epidot w postaci nieregularnie rozgałęziających się skupień. Roztwór, z którego wytrącał się ten epidot, musiał być nasycony w stosunku do skaleni nie ulegających procesowi rozpuszczania. Dużą rolę odgrywać zapewne musiały składniki chemiczne roztworu, gdyż w normalnych warunkach (temperatury i ciśnienia na powierzchni ziemi) czysta woda szybciej atakuje skalenie niż kwarc, które praktycznie biorąc są nierozpuszczalne.

Tak więc hydrotermalna geneza epidotu lub, jak ją nazywa J. K o u t e k (11), posteruptywna nie ulega wątpliwości.

Obserwacje mikroskopowe żyłki epidotowo-kwarcowej rzucają pewne światło na warunki krystalizacji utworów tego rodzaju. J. K o e n i g s b e r g e r (5, 6) badał szczegółowo utwory szczelinowe w protoginie alpejskim masywu Aaru. Po uzupełnieniu badań terenowych syntezami laboratoryjnymi, zestawił on wszystkie minerały wodnego pochodzenia według kolejności ich powstawania w zależności od spadku temperatury. I tak uważa on, że w skałach kwaśnych już poniżej $575^{\circ}C$ została się kwarc, w granicach $450-350^{\circ}C$ krystalizują adular, albit i hematyt, apatyt, tytanit, muskowit i rutyl; w temperaturze $350-250^{\circ}C$ — fluoryt, kalcyt, chloryt, a poniżej $200^{\circ}C$ już tylko zeolity.

W skałach zaś zasadowych ustala się następująca kolejność: „do $400^{\circ}C$ epidot lub hornblenda, potem adular, albit, kwarc, apatyt itd., a dopiero

na końcu kalcyt, chloryt i zeolity". Ważny dla nas jest fakt, że epidot należy do minerałów krystalizujących z roztworów w wysokich temperaturach, a w skałach zasadowych nawet przed kwarcem. W opisywanym przypadku żyłka epidotowo-kwarcowej widać, że z roztworu wytrąca się epidot w postaci drobnokrystalicznej, a z obniżeniem temperatury, gdy rozpoczyna krystalizację kwarc, tworzą się dopiero duże idiomorficzne osobniki (epidotu).

Jak powiązać genetycznie oba typy żyłek epidotowych, z jaką fazą łączyć zdolność resorbowania kwarcu przez roztwory epidotyzujące?

Nie ulega wątpliwości, że żyłka krystalicznego epidotu — to brzeżne partie stref zepidotyzowanych, w których odbywają się daleko idące przemiany. Żyłka kwarcowo-epidotowa — to centrum zepidotyzowanych stref spękań ciosowych, gdzie wytrącają się rozpuszczone w roztworze składniki mineralne.

W tatrzańskim granicie często spotyka się drobne ilości epidotu. M. T u r n a u - M o r a w s k a (35) podaje jego ilość na 0,5%. Epidot ten występuje w postaci soczewek w biotytcie i tworzy się często w nim rozginając jego blaszki. Jest on produktem przemian biotyty przy obecności wapnia. Do wytłumaczenia tych drobnych ilości epidotu w granicie nie koniecznie uciekać się musimy do zjawisk dynamometamorfozy. Ciekawych danych w tym względzie dostarcza 166 analiz planimetrycznych wykonanych przez wspomnianą autorkę. Wydzieliła ona skały słabo, średnio i silnie zmienione przez dynamometamorfozę. I tak w skałach słabo zmienionych 38 analiz nie wykazuje epidotu, a pozostałe 48 ma go średnio 0,4%. W skałach średnio zmienionych 9 analiz jest bez epidotu, a 52 mają średnio 0,6%. Skał silnie zmienionych analizowano 19, z tego 17 okazów ma średnio 0,7% epidotu, a tylko dwa okazy wyróżniają się zawartością sięgającą 7,2 i 5,4%. Sądzę, że te dwa okazy pochodzić muszą ze stref epidotyzacji, i z tego względu nie biorę ich w rachubę.

Z przytoczonych danych dotyczących ilości epidotu (0,4; 0,6; 0,7) w skałach słabo, średnio i silnie zmienionych widać, że różnica w zawartości tego minerału jest niewielka i trudno ją traktować jako wskaźnik natężenia dynamometamorfozy. Dynamometamorfoza ułatwiała zapewne jakiś ogólny proces, który polegał na przepajaniu skały i przeobrażaniu biotyty w epidot. Często tworzy się on w postaci soczewek wewnątrz biotyty i rozgina jego blaszki. Trudno przypuścić, aby ten „rozpychający się“ epidot powstawał wskutek ciśnienia.

Być może, zjawisko to należało by łączyć z ową magmatyczną epidotyzacją K o u t k a (11), gdyż i tam epidot tworzy się w miejscu niszczonego biotyty. Różnica jednak polega na tym, że w skale opisanej przez

J. Koutka (11) osobniki epidotu otoczone są kwarcem, a w Tatrach epidot występuje z reguły w biotycie.

Strefy kalcytowo-chlorytowe

Kalcytowo-chlorytowe strefy spękań ciosowych spotyka się w Tatrach bardzo często. W strefach tych tworzą się przełęcze i żleby. Szerokość tych stref jest bardzo rozmaita. Na opisywanym terenie najlepiej są one rozwinięte w żlebie z Roztoki na Krzyżne, w żlebach Wołoszyna, przy Małym Stawie w dolinie Pięciu Stawów Polskich itd. W obrębie tych stref spękań wydzielić można kilka typów skał. Wspólną ich cechą jest albityzacja, a wszystkie albity są różowe lub czerwone.

Drugą wspólną cechą jest bezkwarcowość. Jedynie te skały, które nie uległy jeszcze całkowitemu przeobrażeniu, zawierają jeszcze kwarc. Stadia przejściowe pomiędzy granitem a bezkwarcowym utworem szczylinowym dostarczają ciekawych obserwacji co do sposobu tych przemian. Bezkwarcowość widać szczególnie dobrze na zwietrzałych powierzchniach, gdzie — zamiast kwarcu — szorstką powierzchnię tworzą skałenie. Trzecią wspólną cechą jest duża ilość chlorytu, tak że skała staje się różowo-zielona. Charakterystyczna jest też obecność kalcytu — wszystkie te „granity“ burzą się z kwasem solnym. Ostatnia wreszcie cecha polega na teksturze skały, która w zewnętrznym wyglądzie uderza porowatością, zwłaszcza na powierzchniach zwietrzenia.

Mimo wymienionych wspólnych cech „granitów“ ze stref spękań są dane, które nawet makroskopowo pozwalają wyróżnić pewne typy skał. A więc: a) typ z Miedzianego

(granit z nad Małego Stawu w dolinie Pięciu Stawów Polskich)

b) typ z Przedniego Garbu Wołoszyna

c) typ z doliny Waksmundzkiej.

a) Typ z Miedzianego

Opisywany okaz wzięto z niewielkiej strefy spękań w północnym zboczu Miedzianego (na linii schronisko — szczyt). Jest to skała średnioziarnista, w której zasadniczą masę skalną stanowią czerwone skałenie. Wśród tej masy skałeniowej są ciemnozielone plamy (rysa jasnozielona) drobnokrystalicznego chlorytu. W każdym niemal punkcie skały tkwią drobniutki blaszki muskowitu, rzadko osiągające większe wymiary. Kalcytu okiem nieuzbrojonym dostrzec nie można, ale skała polana kwasem solnym burzy się w wielu miejscach, zdradzając jego

obecność. Kwarcu i biotyty brak zupełnie. Tak przedstawia się makroskopowy opis skały.

Analiza mikroskopowa daje nadzwyczaj ciekawe wyniki pozwalające zapoznać się z dokonywanymi tutaj przemianami. Przemianom tym ulegają skalenie, a poszczególne stadia tych zmian określa zawartość substancji anortytowej. Plagioklasy występują w granicach od oligoklazu do czystego albitu. Te ostatnie wykazują bardzo drobnopasowe zbliżnienia albitowe lub też występują jako drobnoziarniste agregaty o nieregularnych zarysach. Niektóre skalenie są skaolinizowane, ale prawie wszystkie wykazują serycytyzację i muskowityzację. Wtórny muskowitz ułożony jest w plagioklazach według zbliżeń albitowych i peryklinowych. Niekiedy tworzy on poprostu siatkę w obrębie plagioklazu. Albity lub skalenie do nich zbliżone nie wykazują opisanych wyżej przemian. Napotyka się też plagioklasy z pogiętymi i pokruszonymi pasami zbliżeń.

Drugim nader częstym składnikiem skały jest muskowitz w postaci dużych blaszek postrzępionych i jakby „rozłazących się“. Blaszkę te bardzo często są pogięte. Oprócz tego typu muskowitzu występuje jeszcze muskowitz wtórny, tworzący się na skutek wspomnianego wyżej procesu muskowityzacji. Chloryt występujący w tym granicie należy do dwóch różnych typów pod względem kształtu, sposobu występowania i genezy. Typ pierwszy, powstały z przeobrażenia biotyty, ma postać blaszek o wyraźnych śladach łupliwości. Niekiedy przerastany jest muskowitzem i razem z nim jest pogięty. Niektóre blaszki wykazują bardzo słaby pleochroizm od jasnozielonawego do ciemnozielonego. Można również obserwować stadia przejściowe między chlorytem a biotytem. Przy przemianie biotyty w chloryt tworzą się niewielkie ilości epidotu. Niektóre brzeżne części blaszek chlorytu wykazują zgoła odmienne cechy: Pleochroizm ich w położeniu równoległym do szczelin łupliwości jest ciemnooliwkowo-zielony a przy położeniu poprzecznym żółty. Występowanie tej odmiany chlorytu na brzegach blaszek jest dość częste w tym typie skały. Sam zaś odcień pleochroizmu jest zjawiskiem rzadkim w chlorytach tatrzańskich.

Kalcyt tworzy niekiedy duże skupienia nieregularnych kształtów. Poszczególne osobniki kalcytu posiadają wyraźną romboedryczną łupliwość. Występują one nie tylko pomiędzy ziarnami skaleni, ale pojawiają się też i w ich wnętrzu. W dalszej konsekwencji tego procesu ziarna skaleni rozpadają się, tworząc porozrywane fragmenty tkwiące w masie kalcytowej.

Pozostaje jeszcze do omówienia drugi typ chlorytu. Opisuję go na końcu, aby poświęcić mu nieco więcej uwagi. Chloryt ten jest ostatnim

z opisanych tu minerałów hydrotermalnych. Występuje on niekiedy w postaci żyłek i w tej formie wykształcenia opisany został przez S. Kozika (12, 13). Okazy skał, z których opisane zostały te chloryty, zebrał S. Kreutz na południowych stokach Wołowca oraz na grani między doliną Sławkowską a Wielicką. Cechy mikroskopowe tych chlorytów są niemal identyczne z chlorytami, które pragnę tu opisać. Skupienia tego chlorytu są bardzo nieregularne, składają się z drobnych blaszek posiadających bardzo wyraźny pleochroizm od barw żółtawo-zielonych do ciemnozielonych. Przy skrzyżowanych nikolach występują anomalne barwy interferencyjne, fioletowe lub szaro-niebieskie. Te anomalne barwy przypisał S. Kozik (12, 13) „szczególnemu rodzajowi dyspersji podwójnego załamania światła“.

Blaszki opisywanego tu chlorytu występują zazwyczaj w zbitych agregatach, ale gdy obserwujemy blaszki odosobnione, wtedy spostrzegamy rzecz nieoczekiwaną. Poszczególne blaszki posiadają sześcioboczne zarysy. Układają się one na siebie na wzór kartek w książce, a skrócone tworzą piękne robakowate formy (tabl. II, fig. 5).

Chloryty tego pokroju spotykane są w utworach hydrotermalnych. Tschermak (34) opisuje je w klinochlorach z Piemontu. Ten robakowaty chloryt opisywany jest też przez autorów opracowujących utwory hydrotermalne Alp. Wspomina o nim H. N. Huber (2) i R. Bächlin (1), którzy piszą, że kryształki tego chlorytu wypełniają szczelinki spękań. H. N. Huber (2) określa ten chloryt jako rypidolit. Wspomina też o tym typie chlorytu J. Koenigsberger (5), opisując utwory szczelinowe protoginu Aaru. Jeżeli te robakowate skupienia tworzą zbite agregaty, wtedy już nie można dostrzec ich formy występowania. Tym tłumaczę sobie fakt, że nie zostały one opisane z terenu Tatr. Godna podkreślenia jest obserwacja, że te robakowate formy chlorytu występują w kalcycie.

S. Kozik (12, 13) wykonał analizę chemiczną obu chlorytów (tj. z Wołowca i z doliny Sławkowskiej). Przytoczę te analizy w całości, gdyż dostarczają one materiału do wnikięcia w ich genezę.

Dane optyczne oraz skład chemiczny pozwoliły mi zaliczyć te chloryty do delesytów z grupy leptochlorytów (Tschermak). Wnioski wyciągnięte z tych analiz pozwolę sobie przytoczyć w całości: „Podobieństwo ich (tj. chlorytów — przypisek mój) jest charakterystyczne ze względu na odległość obu miejsc, w których występują, wynoszącą około 30 km w linii powietrznej oraz ze względu na odmienny skład granitów sąsiadujących w obu miejscach z żyłami chlorytowymi. Z oznaczeń optycznych wynika mianowicie, że granit sąsiadujący z żyłką chlorytową w dolinie Sławkowskiej zawiera czyste albity lub albity zawierające do

4% anortytu. Natomiast takż granit z Wołowca zawiera glinokrzemian sodowy z domieszką anortytu, dochodzącą do 15%“.

Tlenki	Chloryt z doliny Sławkowskiej	Chloryt z Wołowca
SiO ₂	28,12%	27,41%
Al ₂ O ₃	21,40 „	20,47 „
Fe ₂ O ₃	9,33 „	9,25 „
FeO	19,38 „	21,37 „
CaO	0,25 „	0,42 „
MgO	12,51 „	9,41 „
H ₂ O	—105° 0,41 „	0,35 „
H ₂ O	+105° 9,83 „	11,92 „
K ₂ O	0,10 „	0,05 „
MnO	ślad	0,07 „
	100,36%	100,74%

Z analiz tych wyliczył on następujące wzory chemiczne dla chlorytu:

z doliny Sławkowskiej	4Al ₂ O ₃ .1Fe ₂ O ₃ .5FeO.6MgO.9SiO ₂ .11H ₂ O
z Wołowca	3 „ .1 „ .4 „ .3 „ .7 „ .11 „

Z tego opisu wnioskuję, że S. Kozik (12, 13) opisywał chloryty z granitów ze stref spękań. Przemiana tych granitów była w stadiach pośrednich między granitem szarym, typowym dla trzonu krystalicznego, a „granitem bez kwarcu“ ze stref spękań. Granit z Wołowca był mniej przeobrażony niż granit z doliny Sławkowskiej zawierający czyste albity. Działy tutaj te same procesy, a więc i geneza tych chlorytów i chlorytów obserwowanych przeze mnie jest wspólna. Fakt, że chloryty występują w paragenezie z kalcytem, zmusza do przyjęcia ich wodnego pochodzenia. Można nawet ustalić kolejność krystalizacji, gdyż napotyka się żyłki kalcytu przecięte żyłkami chlorytu.

Hydrotermalna geneza tłumaczy też najlepiej podobny skład chemiczny i własności optyczne chlorytów w odległych od siebie miejscach występowania (Kozik 12, 13). Skład chemiczny jest wprawdzie podobny, lecz różni się w niektórych danych. Uwidacznia się to szczególnie w przeliczonych wzorach chemicznych. Chloryt z doliny Sławkowskiej ma więcej o 1 drobinę Al₂O₃, 1 — FeO, 3 — MgO, 2 — SiO₂, 1 — H₂O, niż chloryt z Wołowca. Stąd wniosek, że granit z doliny Sławkowskiej ma już więcej wylugowanych części mineralnych (biotyt, część kwarcu),

a więc został on silniej przeobrażony. I rzeczywiście S. Kozik (12, 13) zwraca uwagę, że granit z doliny Sławkowskiej ma czyste albity, podczas gdy granit z Wołowca — glinokrzemiany sodowe z domieszką anortytu do 15%.

Sądzę, że przytoczone dowody dostatecznie przemawiają za hydrotermalnym pochodzeniem chlorytów.

Granit znad Małego Stawu w dolinie Pięciu Stawów Polskich

Stadium pośrednie pomiędzy granitem trzonu a granitem stref spękań ciosowych z Miedzianego ma strefa spękań koło schroniska w dolinie Pięciu Stawów Polskich (skałka nad Małym Stawem). Granit ten, podobny do poprzednio opisanego, zawiera jeszcze kwarc. Jest więc to stadium przejściowe i z tego powodu można tu obserwować kolejne stopnie rozpuszczania kwarcu.

Rozpuszczanie kwarcu przez roztwór, z którego następnie wytrącał się kalcyt lub chloryt, zauważył już S. Kozik (12, 13). Ponieważ nie przeprowadzał on prac terenowych, a w badaniach laboratoryjnych rozporządzał dwoma okazami przyniesionymi przez S. Kreutza, brakło mu więc obserwacji petrograficznych i geologicznych dotyczących tego procesu.

Nie znane były w Tatrach strefy spękań ciosowych, w których występują przeobrażone „granity“ bez kwarcu.

Mimo to, wspomniany wyżej autor w objaśnieniach do mikrofotografii napisał: „Kataklastycznie potrzaskane i może przez rozpuszczanie zaatakowane ziarno kwarcu z żyły chlorytowej na Wołowcu“. Nie zajmuje się on jednak bliżej tym procesem, tak charakterystycznym dla stref spękań.

Ponieważ w skale, którą niżej chcę opisać, obserwuję ciekawą przypadki rozpuszczania kwarcu, dlatego też w tym miejscu nie zajmę się nim szczegółowo.

b) Typ z Przedniego Garbu Wołoszyna

Skała tu opisywana jest granitem średnioziarnistym różowo-zielonym. Wszystkie jej skalenie są różowe i posiadają wyraźne, lśniące płaszczyzny łupliwości. Barwa zielona pochodzi od chlorytu, który w tej skale, w przeciwieństwie do poprzednio opisywanej, ma barwę jasnozieloną. Obok chlorytu występują duże ilości kalcytu, który nawet okiem nieuzbrojonym jest widoczny. Niewiele jest natomiast muskowitu oraz biotyту, który zanika prawie zupełnie.

W szlifie mikroskopowym okazuje się, że skalenie są miejscami dość silnie skaolinizowane i schlorytyzowane, a poza tym wykazują wszystkie

te cechy, które opisałem w poprzedniej skale. Jediną różnicą jest obecność niewielkiej ilości biotyty przechodzącego w chloryt, a przez to tylko miejscami zachowującego brązowe barwy pleochroiczne.

Oprócz tego chlorytu, powstałego z przeobrażenia biotyty, istnieje jeszcze inny, drobnoblaszkowy (drobnołuseczkowy), o słabo zielonawym odcieniu. Chloryt ten przechodzi następnie w agregat prawie zupełnie przezroczysty. Pierwotna struktura (drobnołuseczkowa) nie ulega zmianie.

Przy skrzyżowanych nikolach obserwujemy bardzo żywe barwy interferencyjne.

E. Lehmann (16), opisując chloryty hydrotermalnego pochodzenia ze zdiagenezowanych tufów z Aumenau, stwierdza, że łuseczkowaty chloryt zupełnie wyraźnie przechodzi w muskowitz, zachowując przy tym swą charakterystyczną łuskową strukturę.

Wydaje mi się, że z tego rodzaju przechodzeniem chlorytu w muskowitz mamy do czynienia w opisywanym typie skały, tym bardziej, że niekiedy w jednym skupieniu widzimy przejście od chlorytu do przezroczystego agregatu muskowitzowego.

Chloryt tego typu wypełnia wylugowane przestrzenie w granicie, a nagromadzony w większej ilości w skale daje makroskopowo jasnozielone barwy (rysa jego jest prawie biała), tak różne od chlorytu w poprzednio opisanej skale. Duże ilości kalcytu występujące w tym granicie mają niekiedy pocięte swe romboedryczne płaszczyzny łupliwości.

Poza wymienionymi składnikami w tej skale są jeszcze duże i nieregularne skupienia magnetytu z jasnymi obwódkami. Prócz tego jest też cyrkon, rutyl i zoizyt.

Ten typ przemiany granitu jest bardzo częsty na spękaniach ciosowych. Są one tym bardziej ciekawe, że na przestrzeni 2 cm możemy obserwować przemianę normalnego granitu, nawet nie silnie schlorytowanego, w opisywaną skałę szczelinową bez kwarcu i biotyty, a zato z czerwonymi albitami, z chlorytem i kalcytem.

Należy tu jeszcze opisać spostrzeżenia mikroskopowe z podobnie przeobrażonej skały z progu między doliną Waksmundzką a Wyżnią Równią Waksmundzką. Zauważamy tu fakty rzucające światło na te ciekawe przemiany. Specjalnie dobrze jest tu widoczny proces rozpuszczania kwarcu. Być może, że to ługowanie ułatwiało kataklastyczne spękanie ziarna, jak to zauważył S. Kozik (12, 13). Mimo to jednak obserwowałem tutaj żyłki chlorytu wdzierające się w kwarc i wyklinowujące się, a w ich przedłużeniu nie było widać żadnego pęknięcia (tabl. II, fig. 3). Sądzę, że większą rolę w ułatwianiu „rozgryzania“ kwarcu spełniały inkluzje uszeregowane w sznureczki (w płaszczyźnie obrazu mikroskopo-

wego), a stanowiące w jednorodnym kwarcu płaszczyzny najsłabsze i podatne temu procesowi. Często można też obserwować substancję chlorytową, wężykową linią przecinającą ziarno kwarcu (tabl. II, fig. 4). Roztwór ten atakuje też ziarna skaleni, rozpuszczając je, lecz nie w tym stopniu co kwarc.

c) Typ z doliny Waksmundzkiej

Makroskopowo różni się ta skała od poprzednio opisanych różowobrazowym odcieniem. Kwarcu brak zupełnie. Skaleni nadają ton całej skale, a ich lśniąca powierzchnie łupliwości nie zdradzają bardzo silnej kaolinizacji.

Chloryt tu występujący jest szaro-zielonawy, a po jego wypłukaniu (skutkiem wietrzenia) pozostaje dużo limonitu, którego nie obserwowałem w dwóch poprzednich typach skał. Występuje to specjalnie wyraźnie na zwietrzałych otoczkach. Ta stosunkowo duża ilość tlenków żelaza wydaje mi się charakterystyczna dla tej skały.

W szlifie mikroskopowym widać duże skupienia limonitu, zwłaszcza w obrębie kalcytu, gdzie tworzy duże brązowe plamy. Wśród tych skupień limonitowych trafiają się też blaszki hematytu. Kalcyt wypełnia nie tylko przestrzenie pomiędzy ziarnami skaleni, ale wdziera się również w ich głąb.

Rozpuszczanie kwarcu i albityzacja w świetle literatury

Opisałem powyżej trzy główne typy utworów szczelinowych o paragenzie kalcytowo-chlorytowej. Nie twierdzą bynajmniej, że tylko wyłącznie te typy napotykaemy wśród utworów hydrotermalnych spękań ciosowych. Sam bowiem posiadam okazy skał pochodzące ze spękań, zupełnie różne od wyżej opisanych, ale które ze względu na duże ilości krystalicznego hematytu łączyłbym już z zagadnieniem mineralizacji.

Ponieważ omówiłem już genezę i skład chemiczny chorytu, należało by zająć się jeszcze kwestią rozpuszczania kwarcu jako procesem częstym i bardzo charakterystycznym dla utworów hydrotermalnych Tatr. Od dawna, wielu już badaczy zajmowało się kwestią rozpuszczalności kwarcu na drodze eksperymentalnej. Wnioski ich są bardzo rozmaite.

E. Pfaff (30) robił doświadczenia nad rozpuszczalnością sproszkowanego kwarcu. Proszek ten po 4 dniach pod ciśnieniem 290 atm w temp. 18°C rozpuścił się w proporcji 1 część kwarcu na 4700 części wody.

G. Spezia (30), wychodząc z założenia, że w naturze atakowane są przeważnie kwarcy krystaliczne (nie sproszkowane), badał rozpuszczalność kryształków kwarcu. Przekonał się, że po 5 miesiącach i 3 dniach w temp. 25°C , pod ciśnieniem 1750 atm kwarc nie został rozpuszczony. Powtórzył to doświadczenie pod wyższym ciśnieniem i po 5 miesiącach i 5 dniach w temp. 25°C i pod ciśnieniem 1850 atm otrzymał na powierzchni zaledwie figury wytrawień, podobnych do figur otrzymanych działaniem wody w temp. $230\text{--}240^{\circ}\text{C}$. W ten sposób dowiódł, że temperatura, a nie ciśnienie sprzyja rozpuszczalności kwarcu oraz, że łatwiej rozpuszcza się on w kierunku głównej osi, aniżeli w kierunku do niej prostopadłym.

Z podobnym procesem, tj. rozpuszczaniem kwarcu przez roztwory, z których wytrącał się kalcyt, a następnie wypieraniem jego przez chloryt, zetknął się E. Lehmann (16) w migdałowcach występujących we wspomnianych wyżej diabazach. Cały ten cykl przemian uważa Lehmann za typowy proces hydrotermalny. Sposób zaś ich dokonywania, przedstawiony na licznych rycinach, jest nadzwyczaj podobny do przeobrażeń obserwowanych przeze mnie w granicie Tatr.

Podobnie też opisuje przemiany hydrotermalne H. N. Huber (2) w granodiorytach i granitach w masywie Aaru w Alpach. Autor ten zajmuje się przemianami w strefach spękań. Stwierdza on, że ługowaniu ulega również i kwarc. Skutkiem tego ługowania skała staje się porowata, a porowatość sięga do 24%. Autorowi nie udało się uchwycić samego procesu rozpuszczania kwarcu, tak że choć stwierdza jego istnienie, to jednak szerzej go nie opisuje.

Widzimy więc, że rozpuszczanie kwarcu należy zaliczyć do typowych procesów hydrotermalnych. Obecność krzemionki w wodzie wpływa raczej z temperatury niż z ciśnienia, co potwierdziły przytoczone wyżej badania F. Pfaffa (30). Roztwory atakujące kwarc były alkaliczne, z nich bowiem wytrącał się kalcyt.

Należy też pamiętać, że w gorących wodach gejzerów krzem występuje nader obficie.

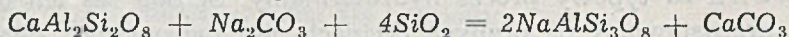
Badania St. J. Thugutta (33) stwierdziły, że kwarc sproszkowany przechodzi w roztwór koloidalny w temperaturze około 200°C .

W przyrodzie rzecz ma się o tyle inaczej, że oprócz wysokiej temperatury i ciśnienia, jako rozpuszczalnik działa nie czysta woda, lecz roztwór zawierający pewne mineralizatory ułatwiające rozpuszczanie. W opisywanym przypadku mineralizatorem ułatwiającym rozpuszczanie kwarcu jest wapń. Roztwory te część składników skały rozpuszczały, inne zaś przeobrażały.

Do szeregu przeobrażonych składników skały należą ortoklasy i oligoklasy. W ich miejsce pojawiają się albity lub kwaśne oligoklasy i to barwy czerwonej.

Z badań Koenigsbergera (6) wynika, że albit i hematyt krystalizują z roztworu niemal równocześnie. W tym zdaje się tkwić przyczyna czerwonego zabarwienia albitu pochodzącego z roztworów lub kwaśnych oligoklazów pod ich wpływem powstałych. W myśl twierdzeń Koenigsbergera plagioklasy pierwotnej skały musiałyby przejść w roztwór, z którego następnie wytrącał się albit i hematyt. W szlifach mikroskopowych nie obserwowałem rozpuszczania skaleni, wręcz przeciwnie wiele danych wskazywałoby na stopniową przemianę.

Powstanie czerwonych albitów tłumaczy I. Koch (3) w odmienny nieco sposób, który wydaje mi się więcej prawdopodobny na terenie Tatr. Przyjmuje ona, że roztwory pochodzące z resztek pomagmowych zawierają przede wszystkim Na_2CO_3 , który powoduje albityzację plagioklazów w myśl następującego równania:



Na tej drodze tłumaczy też autorka powstanie pasowej budowy plagioklazów, które na obwodzie są więcej kwaśne niż we wnętrzu. Czerwone zabarwienie albitów wyjaśnia późniejszym odmieszaniem żelaza (Fe_2O_3).

St. J. Thugutt (32) stwierdził doświadczalnie, że związki żelaza wchodzące w skład skaleni ulegają pierwsze odmieszaniu pod wpływem słabych roztworów alkalicznych, dając Fe_2O_3 , a w efekcie czerwone zabarwienie.

Po albitach, jako po utworach metamorfoz, w tatrzańskich spękaniach ciosowych wytrącają się kalcyt a następnie chloryt. Tej kolejności krystalizacji dowodzi fakt, że żyłki kalcytu przecięte są żyłkami chlorytowymi. Tę kolejność podają obserwacje wspomnianych autorów.

Chloryt na terenie Tatr podzielić możemy na dwa genetycznie różne typy: chloryt powstały z przeobrażonego biotyту, o którego cechach wyżej wspominałem, oraz chloryt wykrystalizowany z roztworów hydrotermalnych. Ten ostatni dzieli się znów na dwa rodzaje: delesyt opisany przez S. Kozika (12, 13), którego piękne robakowate formy udało mi się odnaleźć w „granicie bez kwarcu“ z Miedzianego, oraz jasnozielony chloryt opisany w skale z Przedniego Garbu Wołoszyna, przechodzący w drobnoblastkowy agregat muskowitowy. Oba ostatnie chloryty łatwe są do rozpoznania już makroskopowo.

Cały ten cykl minerałów hydrotermalnego pochodzenia kończą zeolity opisane przez J. Morozewicza (22).

W zakończeniu tych rozważań wspomnieć jednak muszę, że O. Vetter (38), opisując przemiany hydrotermalne w masywie bazaltowym

Hegau, dzieli je na trzy główne stadia, w innej niż J. Koenigsberger kolejności. Wyróżnia on:

- 1) pierwsze stadium — to właściwa hydrotermalna faza nazywana przez niego stadium autohydratyzacji (tworzenie serpentynu, talku, chlorytu i opalu); działa tu głównie para wodna (H i OH);
- 2) drugie stadium rozpoczyna się wraz z obniżeniem temperatury, a charakteryzuje się tworzeniem zeolitów — stadium alkaliczne;
- 3) trzecie stadium, w którym powstają wyłącznie węglany, kończy cykl przemian hydrotermalnych.

Autor ten inaczej ujmuje porządek krystalizacji. Uważa zeolity za minerały wcześniej wykrytowane niż kalcyt. Sprawy kolejności krystalizacji nie podobna rozstrzygnąć, dopóki nie znajdzie się paragenety zeolitów z jednej, a kalcytu lub chlorytu z drugiej strony.

Ponieważ szczelinowe utwory tatrzańskie posiadają więcej podobieństwa do analogicznych utworów krystalicznych masywów alpejskich (granity, granodioryty) niż do bazaltowego masywu Hegau, przeto i kolejność krystalizacji minerałów hydrotermalnych należy raczej przyjąć w myśl badań Koenigsbergera.

III. INTERPRETACJA DOTYCHCZASOWEJ LITERATURY TATRZAŃSKIEJ DOTYCZĄCEJ OMAWIANYCH ZAGADNIĘĆ

Parageneza utworów hydrotermalnych

Powoływałem się już kilkakrotnie na autorów, których prace dotyczyły omawianego tematu na terenie Tatr. Wspomniałem prace S. Staszica (31), L. Zejsznera (39), Z. Weyberga (37), J. Morozewicza (22), S. Kreutza (14, 15), Wł. Pawlicy (26, 27), S. Kozika (12, 13), M. Turnau-Morawskiej (35) i innych. Prace ich dostatecznie wyświeiliły skład żył hydrotermalnych, ich budowę, chemizm poszczególnych minerałów, a także i paragenezę.

Na to ostatnie zagadnienie chciałbym zwrócić tutaj uwagę. Przytoczyłem już wyżej kolejność krystalizacji minerałów hydrotermalnych podaną przez J. Koenigsbergera, stwierdzoną badaniami w terenie w masywie Aaru i popartą doświadczeniami laboratoryjnymi.

Tę kolejność zastosował na gruncie tatrzańskim J. Morozewicz (22) w swej pracy o zeolitach. Ponieważ w tym czasie minerały hydrotermalne na terenie Tatr nie były rozpoznawane, przeto wyraził on przypuszczenie, że wody termalne „dążąc do góry, mogły one po drodze wydzielić produkty pierwszych dwóch stadiów złóż aarskich i dopiero w wyższych poziomach granitu (a w niższej temperaturze) wydzielili się zeolity“. Późniejsze badania tego samego nawet autora wykazały

istnienie minerałów pochodzących z tych wcześniejszych stadiów. Jednak ich parageneza trudna była do ustalenia. Wł. Pawlica (27) w 1916 r. opisując złoża mineralne granitu tatrzańskiego wydziela między innymi: częste żyły kwarcowo-epidotowe i kalcytowo-chlorytowe, rzadko występujące, o maksymalnej grubości do 2 cm (w tych ostatnich występuje również i kwarc). Dalej żyły chlorytowe z kwarcem, kalcytem i epidotem. Ten sam autor w pracy „O prenicie w Tatrach“, omawiając jego paragenezę stwierdza, że epidot jest pierwszym produktem krystalizacji hydrotermalnej, po nim albit, albit i prenit, sam prenit i wreszcie kalcyt. Nie mówi nic o chlorycie, gdyż go w paragenezie z prenitom nie stwierdza.

S. K r e u t z (14) w „Sprawozdaniu z poszukiwań mineralogiczno-geologicznych w Tatrach“ dzieli żyły mineralne na: I. hematytowe, IIa. kwarcowe, kwarcowo-turmalinowe, kwarcowo-turmalinowo-syberytytowe, kwarcowo-syberytytowe, kwarcowo-syberytytowe z tetradrytem, kwarcowo-syberytykowo-pirytyowe, kwarcowo-syberytykowo-pirytyowe z barytem, IIb. czyste barytowe, III. epidotowe i chlorytowe. Autor w krótkiej tej notatce nie wdaje się w ustalenie paragenezy poszczególnych utworów; widać, że odkładał te kwestie do późniejszego szczegółowego opracowania.

Z przytoczonych tu kilku zdań widać, że trudno mówić o jakiejś kolejności krystalizacji minerałów (po wykluczeniu żył kruszcowych) tak, jak przyjmuje ją K o e n i g s b e r g e r. Kalcyt i chloryt występują łącznie z kwarcem i epidotem lub albitem.

Parageneza jest jednak na pozór chaotyczna. Chaos wynika z porównywania utworów, których warunki powstawania nie są jednakowe. Nie można bowiem porównywać małych żyłek, miąższości paru milimetrów czy centymetra, ze strefami utworów hydrotermalnych, gdzie miąższość samych produktów wtórnej krystalizacji sięga jednego metra, nie licząc strefy przeobrażonego granitu.

Gdy roztwór dostanie się do wąskiej szczelinki w chłodnej skale, wtedy stygnie szybko i wytrąca wszystkie te związki, które w sobie zawiera. W efekcie daje to żyłkę o paragenezie minerałów od pierwszych aż do ostatnich stadiów. Przeciwnie zaś w dużych strefach spękań, w których temperatura spada wolno, zespoły minerałów różnicują się, gdyż krystalizują tylko te, które cechuje dana temperatura. Z tego powodu możemy mówić o strefach spękań kwarcowo-epidotowych lub kalcytowo-chlorytowych. Pierwsze będą starsze, zawierają bowiem minerały wyższych temperatur, drugie młodsze, kalcyt bowiem i chloryt krystalizują w niższych temperaturach.

Epidot ma jednak wielką skalę rozpiętości termicznej i w postaci cienkich żyłek (często luster tektonicznych) występuje w obrębie stref kalcytowo-chlorytowych, lecz nigdy nie tworzy tam większych skupień.

W swej pracy nie zajmowałem się minerałami „szczelinowymi“, tj. tymi, które swobodnie krystalizowały w pustych przestrzeniach, nie wypełniając ich. Zajmowałem się natomiast tymi minerałami hydrotermalnej genezy, które powstawały w strefie granitu przeobrażonego po obu stronach pęknięcia ciosowego. Te dwa typy utworów łączą się ze sobą bardzo ściśle. Chcąc mieć możliwość porównania i uzgodnienia przemian w granicie tatrzańskim, zająłem się tylko ubocznie minerałami szczelinowymi.

O przeobrażeniach granitu w strefach przyszczelinowych nie spotkałem wzmianki w dotychczasowej literaturze tatrzańskiej. Przemianami tymi na terenie Alp zajął się dopiero H. M. H u b e r (2) w 1943 r., dając ich szczegółowy opis. Dorywczo zajmował się nimi J. K o e n i g s b e r g e r w 1901 r. (4).

Wszystkie opisane przemiany pierwotnego granitu zachodziły na płaszczyznach ciosowych lub w strefach spękań ciosowych.

Wiek ciosu i stref spękań ciosowych

Wiekem głównych linii tektonicznych na terenie Tatr zajmował się S. K r e u t z (15), który, jak wspomniałem na wstępie, mówi o starszych kierunkach fałdowań hercyńskich zachowanych mimo późniejszych przemieszczeń. Wspomina on również o ciekawym zjawisku odmładzania się starych kierunków tektonicznych w toku późniejszych ruchów.

F. R a b o w s k i (28) chce w ciosie widzieć wyraz alpejskiej tektoniki, stąd też w swym przekroju w partii Gładkiej Przełęczy (tabl. IV) rysuje niesymetryczną synklinę jako przedłużenie skreśtu korzeniowego fałdu Czerwonych Wierchów.

Studia petrograficzne zmian na płaszczyznach ciosowych pozwalają na pewną segregację ciosu, a przede wszystkim na stwierdzenie, że z całej masy kierunków można wybrać pewne płaszczyzny, które dadzą się interpretować jako cios w sensie H. C l o o s a, reszta zaś kierunków — to płaszczyzny zawdzięczające swe powstanie innym czynnikom.

Możemy więc mówić o ciosie pohercyńskim tworzącym się w krzepnącym krystaliniku w myśl prawideł nakreślonych w klasycznych pracach o ciosie masywów krystalicznych przez H. C l o o s a i jego szkołę. Spękania młodsze zawdzięczają swe powstanie późniejszemu czynnikom tektonicznym, przede wszystkim alpejskim. Do ciosu zaliczam więc wszystkie te płaszczyzny, które wykazują przemiany hydrotermalne (cios

z pegmatytami i cios zaczerwieniony). Podobnie też strefy spękań wykazujące przemiany hydrotermalne są strefami starszymi, podczas gdy w strefach później powstałych zachodziło przede wszystkim mechaniczne miażdżenie — mylonityzacja granitu.

Tak więc, opierając się na analizie petrograficznej stref spękań i ciosu możemy podzielić je na starsze — pohercyńskie i młodsze spękania — alpejskie.

Zaznaczyłem już, że strefy spękań zmienione hydrotermalnie zgadzają się swym przebiegiem z kierunkami hercyńskimi, jak to wspominał już S. K r e u t z (15).

Wśród ciosu pohercyńskiego tworzącego się w krzepnącym krystaliniku wydzielić możemy cios pokładowy, dający klasyczną budowę ławicową granitu i cios promienisty, do niego prostopadły. Cios pokładowy układa się na kształt kopuły z lekkim skłonem ku partiom brzeżnym. Cios promienisty jest pionowy w centrum krystaliniku a w partiach brzeżnych pochylony na zewnątrz. Oba kierunki ciosu tworzą charakterystyczną ławicową i blokową budowę granitu.

Młodsze spękania alpejskie powstałe na skutek nacisku ścinającego pod wpływem przesuwających się fałdów wierchowych i płaszczowin regłowych nie wykazują już takiej regularności. Studium tych spękań dające wgląd w tektonikę alpejską zasługuje na odrębne opracowanie.

Fakt, że cios tworzy mniej lub więcej łagodnie sklepioną kopułę nie odpowiadającą zupełnie swym charakterem tektonice alpejskiej, potwierdzałyby przypuszczenia o jego starszej genezie.

Stojąc na tym stanowisku nie wykluczam faktu podkreślanego już przez S. K r e u t z a (15), że stare kierunki hercyńskie ulegały odmłodzeniu w czasie orogenezy alpejskiej, lecz nawet, jak wyżej wspomniałem, takie odmładzanie jest zjawiskiem nader częstym.

Kwestia wieku ciosu w krystalicznych masywach była żywo dyskutowana na terenie Alp. J. K o e n i g s b e r g e r (4—10) przeprowadzający swe badania nad minerałami szczelinowymi masywów Aaru, Gotthardu, Tessyńskiego i Puntaiglias stał niezmiennie na stanowisku, że minerały szczelinowe wyzyskujące rozszerzone płaszczyzny tektoniczne są wieku alpejskiego.

W. M i n d e r (20, 21) w swych pracach staje na stanowisku odmiennym. Przyjmując powstawanie ciosu w czasie krzepnięcia krystaliniku (w myśl H. C l o o s a) uważa, że płaszczyzny ciosowe są wieku pohercyńskiego. Zaznacza również, że już w okresie hercyńskim były dwa natężenia ruchów, które klasyczny układ ciosu zaburzały, a w spękania intrudowały dyferencjaty magmowe — aplityczne porfiry granitowe. Mimo to jednak cios pokładowy i promienisty jest dość wyraźny i łatwy do odcyfrowania w terenie. Przedalpejski wiek tego ciosu dla wspom-

nianego autora nie ulega wątpliwości. Autor ten podkreśla zdanie H. Cloosa, że w czasie późniejszych zaburzeń mogą powstawać płaszczyzny pęknięcia odpowiadające ciosowi pokładowemu, podczas gdy płaszczyzny ciosu promienistego nie mogą się powtarzać. Zwraca on również uwagę, że na płaszczyznach ciosowych poszczególne minerały nie wystają nigdy poza płaszczyznę oddzielności.

Do tego ciosu dochodzą jeszcze spękania alpejskie, które autor widzi wykształcone jako dwa systemy spękań ścinających, tj. podłużnego i poprzecznego. W przeciwieństwie do poprzednich są one płonne i nie zawierają żadnych minerałów hydrotermalnych, z wyjątkiem drobnych utworów zlupekowanych (serycytowo-chlorytowo-kwarcowych), powstałych skutkiem samego tylko ciśnienia. Autor polemizuje z Koenigsbergerem, że dobre zachowanie minerałów szczelinowych nie jest dowodem ich alpejskiego wieku, gdyż pewne spękania hercyńskie nie były odmładzane, a z drugiej strony znane są przypadki pokruszenia minerałów szczelinowych oraz ich przekrystalizowywania.

Ożywioną tę dyskusję przerywa P. Niggli (25) i próbuje pogodzić oba te poglądy. Zauważa, że w terenach polimetamorficznych należy z wielką ostrożnością stosować schemat H. Cloosa, gdyż zaburzenia i odmłodzenia spękań mogą być bardzo znaczne.

Zawsze prawie stoimy przed problemem, co jest ciosem starym a co młodym pęknięciem. Dopiero uchwycenie różnic petrograficznych i baczna obserwacja terenu wyjaśnić może kwestie wątpliwe. Mimo to jednak nie można obserwacji i wyników zbyt uogólniać, a tym bardziej przenosić na inne tereny.

Zagadnieniem przemian szczelinowych w Alpach zajął się H. M. Huber (2), który kilkakrotnie stwierdza w swojej pracy, że przemiany dające w efekcie żyły kwarcowe, epidotowe (chlorytowe nie odgrywają tam większej roli) są starsze niż złoża minerałów szczelinowych. Obserwuje on bardzo często, że żyły te są poprzecinane przez te ostatnie, co niedwuznacznie wskazuje na wiek tych utworów. Mimo to autor jest przeciwny łączeniu tych utworów z górno-karbońską intruzją granitu.

Mimo wszystkich zastrzeżeń wydaje mi się, że w Tatrach można wydzielić starszy pohercyński cios i strefy spękań ciosowych, opierając się głównie na przemianach mineralnych w nich się dokonywujących oraz na ich ułożeniu w terenie.

IV. PORÓWNANIE ALPEJSKICH UTWORÓW SZCZELINOWYCH Z TATRZAŃSKIMI

Na terenie alpejskich masywów krystalicznych Aaru, Gotthardu, Tessyńskiego i innych od dawna tematem zainteresowań geologów-pe-

trografów były utwory szczelinowe. Zajmowano się tam jednak tylko tymi szczelinami, które czy to działaniem tektonicznym czy to skutkiem ługowania zostały poszerzone, tak że minerały hydrotermalne mogły swobodnie wzrastać, osiągając niekiedy 1 m długości. Często przy otwieraniu takich szczelin-jaskiń z pustych przestrzeni wylewa się woda z krystalicznym chlorytem jako zawiesiną (J. Koenigsberger, 5).

Warunków do powstania utworów tego typu w Tatrach nie ma, rzadko spotyka się szczeliny puste, w których mogłaby odbywać się swobodna krystalizacja. W paru zaledwie miejscach występują szczeliny zawierające szczotki kwarcu jako naskorupienia na ścianach, częściej bowiem narastające ściany łączą się, dając żyłę kwarcu.

J. Koenigsberger (5) a także i P. Niggli (25) stwierdzili, że pomiędzy rodzajem utworów szczelinowych a typem skały istnieje ścisła zależność.

J. Koenigsberger (5), opisując utwory szczelinowe w biotyto-wym protoginie masywu Aaru, zwrócił uwagę na zmiany w pobliżu pęknięć. Zmiany te są jednak różne od zmian zachodzących w granicie Tatr. Ortoklaz i kwarc pozostają tam bowiem niezmienione, biotyt przechodzi w czerwonawy lub zielony chloryt przetykany ziarnami kaolinu lub igłami sylimanitu. Tylko w niektórych partiach tworzy się nowy albit. Natomiast bliżej pęknięcia zanika nawet chloryt, a pozostaje epidot lub nieco błyszczu żelaza.

Poza J. Koenigsbergerem nikt nie zajmował się tymi zagadnieniami. Nikt nie badał, jakiego rodzaju przemiany zachodzą w skale w otoczeniu szczeliny wypełnionej utworami hydrotermalnymi.

Dopiero H. M. Huber (2) w 1943 r. zajął się tym zagadnieniem na terenie południowo-wschodniej części masywu Gotthardu i w swej pracy daje obraz tych przeobrażeń, jakie zachodzą w skale wzdłuż spękań.

Najciekawszy jest fakt, że sposób dokonywania się tych przemian jest bardzo podobny do tychże przemian zachodzących w granicie Tatr.

Wspomniany wyżej autor wyróżnia kilka procesów zachodzących w granicie i granodiorycie w sąsiedztwie szczeliny. A to: przepajanie wodą i CO₂ i tworzenie alkalicznych roztworów krzemionki, które działając na ściany szczeliny poszerzają ją i wchłaniają dalsze składniki jak Ca, Fe, Mg, Ti. Wyróżnia on dwa stadia tych przemian:

I — stadium ługowania i postępującej przemiany minerałów;

II — stadium impregnacji porowatych części w wylugowanym utworze.

W związku z tymi procesami zachodzą bardzo wybitne zmiany w strukturze, teksturze i składzie mineralnym. Granit z Medelser zalicza autor, po przemianie, do sjenitu aplitowgeo. Wyraźnie zaznacza się strefa ługowania a nie zawsze pokrywa się ona ze strefą impregnacji.

skutkiem tego powstają skały porowate, a ich porowatość dochodzi czasem do 24%.

W tatrzańskich strefach kwarcowo-epidotowych lub epidotowych strefa ługowania zaznacza się słabo.

Dopiero drugi typ przemian kalcytowo-chlorytowych wykazuje więcej podobieństwa do tychże w Alpach. Tutaj obserwujemy strefę ługowania selektywnego i impregnacji. Zaznaczam, że ługowaniu ulega tylko kwarc, a plagioklaz przeobraża się w albit, biotyt zaś w chloryt. W strefie impregnacji tworzy się prawie wyłącznie kalcyt i chloryt. W Tatrach nie obserwowałem dotychczas skał porowatych, w których działałby jedynie proces ługowania.

W Alpach strefa ługowania nie zawsze pokrywa się ze strefą impregnacji, a często jej nawet brak, skutkiem czego powstają skały porowate, czyli uległe tylko ługowaniu. Musiał więc istnieć intensywny proces ługowania selektywnego, a po jego ukończeniu (może po pewnej przerwie czasowej) rozpoczęło się dopiero nasywanie porowatej skały roztworami mineralizującymi — a więc proces impregnacji.

W Tatrach obserwuję, że ługowanie skały działa przez cały czas obniżania się temperatury w momentach krystalizacji epidotu, kalcytu i chlorytu. W momencie obniżenia się temperatury do punktu krystalizacji tych minerałów roztwory znajdują się we wszystkich porach, a krystalizujące minerały wypełniają je szczelnie. Nie można więc tutaj oddzielić stadium ługowania od stadium impregnacji i w tym tkwi jedna z różnic tych przemian w Alpach i w Tatrach.

Jakość przemian mineralnych wykazuje dużo podobieństwa, zwłaszcza jeżeli chodzi o utwory kalcytowo-chlorytowe. Tworzą się bowiem, zarówno w Tatrach jak i w Alpach, robakowate prochloryty, ksenomorficzne kalcyty i — skutkiem przemian powstałe — albity.

Lecz i w paragenezie utworów hydrotermalnych są różnice. W alpejskich strefach impregnacji wytrąca się po raz wtóry kwarc, którego w tychże strefach w Tatrach brak zupełnie; dalej wytrąca się tam ortoklaz nie odgrywający w Tatrach większej roli.

W strefach ługowania w Alpach nie obserwuje wspomniany autor tak wyraźnego procesu rozpuszczania kwarcu, jak to można śledzić na przykładach tatrzańskich. Stąd też pisze, że duże idioblastyczne skalenie wzrastając działają na kwarc, „który na brzegach wydaje się być rozpuszczany, na agregaty kwarcu kropkowego“ objęte skleniami, a mającego tę samą orientację optyczną co ziarno główne.

Widzimy więc, że w przebiegu tych samych procesów na obu terenach zaznaczają się równocześnie różnice i podobieństwa. Mimo różnic ogólny obraz przemian idących w podobnym kierunku pozostaje wspólny.

V. WYNIKI PRACY

W obszernej opisowej części niniejszej pracy, dającej obraz przemian mineralnych i krystalizacji minerałów hydrotermalnych, starałem się uzasadnić twierdzenie, że można ustalić względny wiek ciosu i stref spękań ciosowych na terenie Tatr. Podstawą do ustalenia wieku względnego jest znajomość kolejności krystalizacji minerałów hydrotermalnych oraz jakoś zachodzących przemian.

Opierając się na powyższych danych wydzieliłem:

- 1) cios pegmatytowy — najstarszy,
- 2) cios zaczerwieniony — młodszy,
- 3) spękania o powierzchniach nie wskazujących zmian — najmłodsze.

Strefy spękań uszeregowałem:

- 1) strefy spękań kwarcowo-epidotowe — starsze,
- 2) strefy spękań kalcytowo-chlorytowe — młodsze.

Wyzyskując cios zaczerwieniony, wykonałem jego mapę, a następnie tablicę przekrojów.

Interpretując mapę oraz przekroje dochodzimy do wniosku, że elewacja Kosistej uwarunkowana jest budową krystaliniku. Cios pokładowy w obrębie tej elewacji układa się w formie kopuły, zapadając ku północy, ku zachodowi pod depresję Goryczkowej, a ku wschodowi pod depresję Szerokiej Jaworzyńskiej. Ponieważ cios tworzył się w czasie krzepnięcia krystaliniku, jest więc wieku pohercyńskiego. Stąd również wiek elewacji Kosistej zaznaczonej układem ciosu musi być hercyński.

Najmłodsze spękania, nie wykazujące zmian na swych powierzchniach, są spękaniem tektonicznymi, powstałymi skutkiem nacisków scinających, wywołanych przez przesuwanie się płaszczowiny lub też spękaniem odciążeniowymi dostosowywującymi się do powierzchni morfologicznej.

Godny podkreślenia jest proces ługowania kwarcu istniejący w strefach spękań kalcytowo-chlorytowych. Skutkiem tego procesu powstają w tych strefach skały przeobrażone nie zawierające zupełnie kwarcu. Dalszym procesem tu zachodzącym jest przemiana oligoklaz w albit przy równoczesnym odmieszaniu żelaza.

*Z pracowni geologicznej
Państwowego Muzeum Ziemi*

LITERATURA

1. Bachlin R. — Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin). *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XVII, H7, 1937.
2. Huber M. H. — Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XXIII, H. 2, 1943.
3. Koch I. — Die Kuzelite des Sarr-Nahe-Gebietes. *N. Jahrb. f. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 73, H. 3, Stuttgart 1938.
4. Koenigsberger J. — Bestimmung von Feldspath im Biotitprotogin nach der Methode von Federow. *Ztschr. f. Krystall. u. Miner.* Bd. 34, Leipzig 1901.
5. Koenigsberger J. — Die Minerallagerstätten im Biotitprotogin des Aarmassivs. *N. Jahrb. f. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 14, Stuttgart 1901.
6. Koenigsberger J. — Ueber die alpine Minerallagerstätten, Mineralklüfte und Differentiation ihrer Paragenese. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. V, 1925.
7. Koenigsberger J. — Alpine Mineralklüfte in der V. Puntaiglias. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. V, 1925.
8. Koenigsberger J. — Ueber Drusenminerale in den Westalpen. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XIII, 1933.
9. Koenigsberger J. — Auftreten einiger Kluftminerale in Zusammenhang mit dem Chemismus von Gneisen südlicher Decken (Simplon und Tessiner — Pennikum). *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XVII, 1937.
10. Koenigsberger J. — Ueber tektonische Metamorphose, Mineralvorkommen und Pegmatite im oberen Tessental. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XXII, 1942.
11. Koutek J. — Predbezna zprava o geologických studiích na severo-zapadě Nizkých Tater. *Vest. Stat. Geol. Ustavu CSR.* V, Praha 1929.
12. Kozik S. — O dwóch tatrzańskich chlorytach żyłowych. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd.* t. 35, nr 9, Kraków 1930.
13. Kozik S. — O dwóch tatrzańskich chlorytach żyłowych (Ueber zwei gangartige Chlorite aus der Tatra). *Acad. Pol. Sci. Lett. Bull. Intern.* Ser. A, nr 9—10, 1930.
14. Kreutz S. Sprawozdania z poszukiwań mineralogiczno-geologicznych w Tatrach Zachodnich w r. 1917. *Pol. Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* t. 3, pp. 141—146, Kraków 1918.
15. Kreutz S. — O tatrzańskim trzonie krystalicznym. *Wierchy*, rocz. 8, Kraków 1930.
16. Lehman E. — Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteine. *Jahrb. f. Miner. Geol. Paläont.* Bd. 67, Abt. A, H. 1, Stuttgart 1933.
17. Limanowski M. — Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu czy został przywleczony z dala. *Kosmos*, t. 35, Lwów 1910.
18. Limanowski M. — Geologiczne przekroje przez Wielki Fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. *Akad. Umiej. Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr.* t. 51, Ser. A, 1911.
19. Michalik A. — Brzeźna strefa trzonu krystalicznego Tatr na terenie Kosistej Państw. *Inst. Geol. Biul.* 61, Warszawa 1951.
20. Minder W. — Beiträge zur Petrographie des mittlern Aarmassivs. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XII, 1932.
21. Minder W. — Beitrag zur Begriffs- und Alterbestimmung alpiner Mineralklüfte und Kluftminerale. *Schweiz. Miner. Petr. Mitteil.* Bd. XIII, H. 1, 1933.
22. Morozewicz J. — Z mineralogii i petrografii Tatr. *Kosmos*, t. 34, Lwów 1909.

23. Morozewicz J. — Ueber die Tatrgranite. *N. Jahrb. f. Miner. Geol. Paläont.* Stuttgart 1914.
24. Nechay W. — Z petrografii trzonu krystalicznego Tatr. *Kosmos*, t. 54, Lwów 1929.
25. Niggli P. — Bemerkungen zu den vorstehenden zwei Beiträgen über Kluft-mineralien. *Schweiz. Miner. u. Petr. Mitteil.* Bd. XIII, H. 1, 1933.
26. Pawlica Wł. — Premit w Tatrach. *Akad. Umiej. Rozpr. Ser. III*, t. 16, D. A. Kraków 1916.
27. Pawlica Wł. — O złożach mineralnych granitu tatrzańskiego. *Akad. Umiej. Sprawozd. Kom. Fizjogr.* pp. 155—170. Kraków 1916.
28. Rabowski F. — Uwagi dotyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr Państw. *Inst. Geol. Biul.* 4, Warszawa 1938.
29. Tokarski J. — Próba syntezy dotychczasowych wyników badań granitu trzonu tatrzańskiego, *Kosmos*, t. 51, Lwów 1926.
30. Spezia G. — La pressione nell'azione dell'acqua sul quarzo. *Streszcz. niem. N. Jahrb. f. Miner. Geol. Paläont.* Stuttgart 1897.
31. Staszic St. — O ziemiородztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Warszawa 1815.
32. Thugutt St. J. — O błyszczu żelaznym jako o produkcie rozkładu skaleni. *Chemik Polski*, t. 9.
33. Thugutt St. J. — O rozpuszczalności kwarcu w wodzie przekroplonej. *Tow. Nauk. Warsz. Archiwum Miner.* t. 4, Warszawa 1929.
34. Tschermak G., Becke F. — Podręcznik mineralogii. Uzupełnili Morozewicz J. i Woyno T. J. Warszawa 1931.
35. Turnau-Morawska M. — Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. *Kosmos*, t. 65, Wrocław 1948.
36. Uhlig V. — Die Geologie des Tatrgebirges. Wien 1898.
37. Weyberg Z. — Przyczynki do petrografii trzonu krystalicznego tatrzańskiego. *Pam. Tow. Tatr.* t. 23, 1902.
38. Vetter O. — Absonderung, Gefügeregelung, hydrotermale Umwandlung und ihre Wechselbeziehung in den Eruptivgesteinen des Hegaus. *Zbl. Miner.* 1935.
39. Zejszner L. — Op's skał plutonicznych Tatr. *Tow. Nauk. Krak. Rocznik*, t. V, Kraków 1851.

АНДРЖЕИ МИХАЛИК

ОТДЕЛЬНОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА ПОЛЬСКИХ ТАТР И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ЕЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

(с 4 таблицами)

РЕЗЮМЕ

Содержание

Отдельность и зоны трещин отдельности изучались в Татрах в долине Розтоки, Пяти Польских Ставов и в Ваксмундской.

Трещины отдельности удавалось отличить от более молодой тектонической трещиноватости благодаря петрографическим изменениям, развитым вдоль плоскостей отдельности. С наиболее ранними плоскостями отдельности связаны пегматиты, толщиной до 2 см. Чаще встречаются плоскости отдельности, вдоль которых породы имеют красноватую окраску. В этом случае имеет место альбитизация породы с одно временным выделением железа, в результате чего альбит приобретает красный цвет. Этот альбит замещает олигоклаз серых гранитов.

С тектонической трещиноватостью не связаны какие либо минералогические изменения.

В исследованном районе поверхности трещин отдельности располагаются куполообразно. Купол этот охватывает пространство известное в литературе под названием поднятия Косистой.

Зоны трещин отдельности, в зависимости от характера минерализации, автор делит на два типа: зоны кварцево-эпидотовые и зоны кальцито-хлоритовые. Гидротермальная деятельность в пределах этих зон проявилась не только в образовании новых минералов, но и в изменении окружающих пород (серых гранитов). Олигоклаз в них альбитизирован, кварц выщелачен и замещен эпидотом или хлоритом, биотит хлоритизирован.

В следующей части работы рассматривается литература, посвященная системам отдельности в Татрах.

В заключительной части дано сравнительное сопоставление изменений при минерализации, связанных с поверхностями отдельности в Татрах, с аналогичными образованиями альпийских кристаллических массивов.

Настоящая работа посвящена, в основном, двум проблемам:

1) отдельности и ее пространственному размещению и 2) зонам трещин отдельности и сопровождающим их минералогическим изменениям.

ОТДЕЛЬНОСТЬ ГРАНИТОВ

Отдельностью гранитов в Татрах занимались двое исследователей: С. Крейц и Ф. Рабовский. Последний даже составил схематический разрез, на котором представил отдельность гранитов в районе Косьцельца и Гладкого Верха (табл. IV).

При составлении геологической карты долины Пяти Польских Ставов, Розтоки и Ваксмундской автору удалось провести ряд наблюдений относительно пространственного расположения отдельности и ее петрографии. Эти наблюдения позволили разделить системы трещин отдельности в возрастном отношении.

1. Более древняя отдельность, с поверхностями которой связаны пегматиты, мощностью до 2 см.
2. Более молодая отдельность характеризующаяся красноватой окраской. Эта отдельность встречается в Татрах очень часто. Горячие растворы, циркулировавшие по трещинам отдельности вызвали преобразование олигоклаза в альбит с одновременным выделением железа, что и явилось причиной возникновения красноватой окраски пород.
3. Наиболее молодая трещиноватость, с которой не связано каких-либо минералогических изменений.

Две первые системы трещин отдельности, повидимому, возникали в застывающем кристаллическом массиве, так как это предполагает в своей теории Г. Клоос. Прослеживание пространственного расположения этих систем при полевых исследованиях дает материал подводящий нас к выяснению строения кристаллического массива Татр.

Третья система трещин — это тектонические трещины, возникшие под воздействием срезающих давлений, обязанных своим возникновением движению тектонических покровов, а также — эта отдельность, связанная с освобождением денудацией от давления вышележащих масс и приспособляющая свои плоскости к морфологической поверхности.

Изученный район находится в границах так называемого поднятия Косистой, переходящего восточнее в депрессию Широкой Явожинской, а западнее — в депрессию Горычковой. Автор этих понятий, М. Лимановский, считает, что перечисленные структуры возникли уже после образования складок верхнетатржанских и шариажей

нижнетатржанских. Отдельность этого района образует купол, погружающийся к северу, а также к западу и к востоку, по направлениям к выше названным депрессиям.

Это отчетливо видно на карте систем отдельности (табл. III) и на разрезах (табл. IV), составленных на основании этой карты.

Поскольку отдельность в целом образует столь правильную форму, значит, что поднятие существовало, как структурный элемент во время застывания кристаллического массива, следовательно, что возраст его герцинский.

ЗОНЫ ТРЕЩИН ОТДЕЛЬНОСТИ

Зоны трещин отдельности возникают в тех местах, где плоскости отдельности располагаются так близко друг возле друга, что разбивают гранит на мелкие блоки. Петрографические изменения и развитие гидротермальных минералов здесь более интенсивны, чем в отдельных, разобценных трещинах.

Зная последовательность кристаллизации гидротермальных минералов, преобладающих в зонах трещин, и структурные взаимоотношения этих зон друг с другом, можно говорить о двух системах зон:

- 1) более древние зоны — кварцево-эпидотовые,
- 2) более молодые — кальцито-хлоритовые.

В кварцево-эпидотовых зонах гидротермальные минералы представлены прежде всего кварцем (табл. II, фиг. 1 и 2) в виде крупных сравнительно чистых зерен не носящих следов мозаичного строения. В парагенезисе с кварцем развит эпидот, который в местах соприкосновения обоих минералов образует крупные идиоморфные зерна, а в остальных участках дает мелкозернистые скопления (табл. I, фиг. 4, 5, 6).

Интересны контакты минерализованных зон с гранитом. Раствор, из которого в дальнейшей стадии кристаллизовался эпидот, вначале проникая в окружающую породу, растворял и удалял кварц (табл. I, фиг. 1, 2, 3). Факт выщелачивания только одного кварца хорошо заметен на табл. I, фиг. 2, где зерно кварца (светлое поле) вытесняется эпидотом, а по окружающим полевым шпатам (серые поля) эпидот не развивается.

Зоны трещин с кальцито-хлоритовой минерализацией встречаются в Татрах очень часто. В этих зонах присутствуют различные породы, в зависимости от вида гидротермального хлорита, а также в зависимости от содержания железа в инфильтрирующих растворах. Общей чертой пород из этих зон является превращение олигоклазов в альбиты, причем в результате выделения железа во время этого процесса

альбиты приобретают красноватую окраску. Второй характерной чертой является отсутствие в этих породах кварца. Кварц первичной породы полностью выщелачен, а его место занимает темно или светло-зеленый хлорит. Следующей особенностью является присутствие в этих породах кальцита; при смачивании пород соляной кислотой наблюдается реакция.

Под микроскопом можно наблюдать различные стадии растворения кварца теми растворами, из которых затем кристаллизировались хлориты (табл. II, фиг. 3 и 4). Среди этих хлоритов, определенных С. К о з и к о м как делесситы, можно наблюдать хорошо образованные кристаллики с идиоморфными шестиугольными очертаниями, которые образуя сростания, напоминающие страницы в книжке, располагаются в виде характерных червеобразных форм (табл. II, фиг. 5) среди кальцита (на микрофотографии видна его спайность по ромбоэдру). Плотные агрегаты этого хлорита представлены на табл. II, фиг. 6. Макроскопически этот хлорит представляет собой темнозеленые кристаллические массы.

Другой тип гидротермального хлорита обладает светлозеленой окраской и образует агрегаты настолько плотные, что его кристаллическая структура почти не заметна. В шлифах наблюдаются переходы этого хлорита в мелкочешуйчатый агрегат мусковита.

Парагенетическими ассоциациями гидротермальных образований в Татрах занимался еще Ю. М о р о з е в и ч, который сравнивал эти образования с альпийскими, описанными Й. К е н и г с б е р г е р о м. Последовательность кристаллизации гидротермальных минералов для Аарского массива, установленная Й. К е н и г с б е р г е р о м, может быть с успехом применена и для образований встреченных в Татрах. Однако следует отметить, что в Альпах изучались жильные образования возникшие в несколько иных условиях (значительные свободные пространства в трещинах и, как следствие этого, свободная кристаллизация минералов).

Петрографическими изменениями гранитов в зонах трещиноватости до сих пор в Татрах никто подробно не интересовался.

В Альпах (юго-восточная часть массива Сен-Готард) этой проблемой занимался Г. М. Г у б е р в 1943 г. Результаты его работ можно сопоставить с тем, что удалось выяснить для Татр. Много есть похожего, особенно в зонах кальцито-хлоритовых изменений, но есть и различия. Г. М. Г у б е р устанавливает две отчетливые фазы — выщелачивания и импрегнирования. Границы проявления этих фаз не полностью совпадают, результатом чего явилось появление пористых

пород. В исследованном автром районе Татр пористые породы не были встречены, а собранный фактический материал указывает скорее на то, что две эти фазы были между собой тесно связаны.

Некоторые вопросы, затронутые в настоящей работе, находятся в непосредственной связи с проблемой возраста отдельности Татр. На основании всего выше сказанного представляется вероятным, что возраст отдельности, как структурного элемента, образовавшегося в застывающем кристаллическом массиве, будет послегерцинским. К этой точке зрения склоняет автора еще и само пространственное расположение отдельности (табл. III и IV) в виде пологого купола, не соответствующего своей формой альпийской тектонике.

ANDRZEJ MICHALIK

DIACLASES DU MASSIF CRISTALLIN DE TATRA POLONAIS ET CHANGEMENTS HYDROTHERMAUX QUI L'ACCOMPAGNENT

(avec 4 planches)

R É S U M É

Extrait

Les diaclases et les zones de diaclases étaient l'objet des investigations sur le terrain de la vallée de Roztoka, de Pięć Stawów Polskich et de Waksmundzka dans le Tatra.

En se basant sur les changements pétrographiques qui se produisent sur les plans de diaclases, on pouvait discerner les diaclases des fractures tectoniques qui se produisirent plus tard. Les plus anciens plans de diaclases sont couverts de pegmatites de 2 cm d'épaisseur. Cependant on trouve le plus souvent les plans de diaclases rouges. Il se produit ici avant tout l'albitisation avec la ségrégation simultanée du fer, par suite de quoi les albites deviennent rouges. Ces albites remplacent l'oligoclase du granite gris.

Les fractures tectoniques n'indiquent aucuns changements dans les minéraux. Les plans de diaclases sur le terrain examiné prennent la forme de dôme. Ce dôme comprend le terrain désigné dans la littérature contemporaine par le nom d'élévation de Kosista.

Les zones de diaclases, suivant le genre de minéralisation, sont divisées en zones quartzo-épidotiques et calcito-chloritiques. L'activité hydrothermale s'exprime non seulement par la formation de nouveaux minéraux, mais aussi par la métamorphose des roches environnantes (du granite gris). Les oligoclases sont transformés en albite, le quartz est lessivé et remplacé par l'épidote ou le chlorite, le biotite est également transformé en chlorite.

Dans la partie du travail qui va suivre on a analysé la littérature contemporaine concernant le Tatra, qui se rapporte aux problèmes mentionnés.

Dans la partie finale on a fait un parallélisme des changements sur les plans de diaclases et de leurs minéralisation dans le Tatra avec des formations semblables sur le terrain des massifs cristallins alpins.

Dans le travail présent je m'occupe surtout des deux problèmes: des diaclases et de leur disposition sur le terrain, ainsi que des zones de diaclases et de leurs changements dans les minéraux.

DIACLASES DU GRANITE

Deux explorateurs se sont occupés des diaclases du granite: S. K r e u t z et F. R a b o w s k i. Ce dernier a même fait une coupe schématique des diaclases du granite dans la région de Kościelec et de Gładki Wierch (pl. IV).

En faisant le levé géologique sur le terrain de la vallée de Pięć Stawów Polskich, de Roztoka et de Waksmundzka j' ai fait quelques observations concernant la disposition des diaclases et leur pétrographie. Ces observations m' ont permis de déterminer leur âge.

1) Les diaclases les plus anciennes ont une superficie couverte de pegmatites; l'épaisseur de ces pegmatites atteint 2 cm.

2) Les diaclases plus jeunes que l'on trouve très souvent dans le Tatra ont une superficie rougeâtre. Les solutions chaudes circulant le long des fractures avait produit une transformation de l'oligoclase en albite avec ségrégation simultanée du fer, ce qui explique la couleur rougeâtre des roches.

3) Les diaclases les plus jeunes n'indiquent aucuns changements dans les minéraux.

Les deux premiers genres des diaclases se formaient dans le massif cristallin en état de consolidation, conformément aux règles formulées par H. C l o o s; l'étude de sa disposition sur le terrain nous donne des indications pour comprendre la structure du massif cristallin dans le Tatra.

Le troisième genre des diaclases ce sont les fractures tectoniques qui se produisirent sous l'influence des pressures coupantes, effectuées par les nappes qui se déplacent ou bien par les diaclases de déchargement adaptant leurs surfaces à la surface morphologique.

Le terrain examiné se trouve dans la zone d'élévation de Kosista qui passe à l'Est dans la dépression de Szeroka Jaworzyńska et à l'Ouest — dans la dépression de Goryczkowa. L'auteur de ces conceptions M. L i m a n o w s k i soutient qu'elles surgirent déjà après la formation des plis haut-tatriques et des nappes sub-tatriques. Les diaclases de ce terrain constituent un dôme plongeant vers le Nord et vers l'Est et l'Ouest dans la direction des dépressions mentionnées. On le voit d'une manière distincte sur la carte des diaclases (pl. III), ainsi que sur la table des coupes (pl. IV), établies sur la base de la carte.

Puisque les diaclases ont une forme si régulière, cela prouve que l'élévation, comme un élément structurel, devait exister durant la consolidation du massif cristallin; elle appartient donc à l'âge hercynien.

ZONES DE DIACLASES

Les zones de diaclases se forment alors quand les plans de diaclases se trouvent disposés si près l'un de l'autre qu'ils coupent le granite en petits blocs. Les transformations dans les minéraux et la cristallisation des minéraux hydrothermaux se produisent ici d'une manière plus intense que sur plans de diaclases particuliers. Connaissant la succession de cristallisation des minéraux dominant dans les zones de diaclases et le rapport réciproque de ces zones, nous pouvons parler:

- 1) des zones quartzo-épidotiques plus anciennes,
- 2) des zones calcito-chloritiques plus jeunes.

Dans les zones quartzo-épidotiques parmi les minéraux hydrothermaux apparaît avant tout le quartz (pl. II, fig. 1 et 2) sous forme des grands individus relativement purs et n'ayant pas de structure de mosaïque. En paragenèse avec le quartz apparaît l'épidote qui lors du deuxième minéraux forme de grands individus idiomorphes, tandis que le reste forme les agglomérations de cristaux fins (pl. I, fig. 4, 5, 6).

Le contact des zones minéralisées avec le granite est fort intéressant. La solution, dont se cristallisait plus tard l'épidote, s'infiltrant dans les roches environnantes, dissolvait et éloignait le quartz (pl. I, fig. 1, 2, 3). Le fait de lessivage exclusivement du quartz est à voir sur la planche I, fig. 2. où le grain du quartz (champ clair) est éloigné par l'épidote; les feldspaths environnants (champs gris) en sont exempts.

Les zones des fractures calcito-chloritiques apparaissent sur le terrain de Tatra très souvent. Dans ces zones nous trouvons des roches différentes, suivant le genre du chlorite hydrothermal ainsi que le contenu du fer dans les solutions qui s'infiltrèrent. Le trait commun des roches de ces zones sont les transformations des oligoclases en albites et, par suite de la ségrégation du fer au cours de ce processus, les albites deviennent rouges.

Un deuxième trait commun est le manque du quartz. Le quartz est lessivé de la roche primitive et à sa place vient le chlorite vert sombre et vert clair. Un autre trait constitue la présence du calcite — les roches réagissent avec l'acide chlorhydrique. Sur les plaques minces nous pouvons observer des phases de dissolution du quartz dans la solution dont cristallisait ensuite le chlorite (pl. II, fig. 3 et 4). Parmi ces chlorites, désignés par S. Kozik comme delessites, on peut observer de beaux cristaux ayant des formes idiomorphes hexagonales qui se

joignant à la manière des pages d'un livre, font des formes vermiculaires (pl. II, fig. 5), se trouvant dans le calcite (sur les plaques minces on distingue le clivage rhomboédrique). Des agrégats compacts de ce chlorite sont représentés sur la planche II, fig. 6.

Macroscopiquement ce chlorite forme des concentrations cristallines verts sombre. Un autre type de chlorite hydrothermal de couleur vert est si compact que sa structure cristalline est presque invisible. Sur les plaques minces nous observons la transition de ce chlorite dans une aggrégation de mouscovite à paillettes fines.

C'est déjà J. Morozewicz qui s'est occupé de la paragenèse des formations hydrothermales sur le terrain de Tatra. Il compare ces formations avec les formations alpines décrites par J. Koenigsberger.

Aussi la succession de cristallisation des minéraux hydrothermaux décrits par ledit explorateur du massif d'Aar peut s'appliquer aux formations tatriques à condition cependant que les travaux alpins se rapportent aux roches fissurées qui furent créés dans les autres conditions (grandes vides et en conséquence une cristallisation libre des minéraux).

Les transformations minérales ayant lieu dans le granite dans les zones de diaclases n'ont pas fait, jusqu'à présent, l'objet d'un intérêt spécial.

Sur le terrain des Alpes (de la partie sud-ouest du massif de Gothard) H. M. Huber s'occupait de ce problème en 1943. Les résultats de ses travaux peuvent être comparés avec ceux concernant le Tatra. Il y a beaucoup de traits semblables, surtout dans les zones des transformations calcito-chloritiques, mais il y a aussi des différences. H. M. Huber constate deux phases distinctes: celle de lessivage et celle d'imprégnation. Ces phases ne coïncident pas et par conséquent se forment des roches poreuses. Je n'ai pas trouvé de roches poreuses sur le terrain de Tatra examiné; cependant plusieurs faits indiquent que ces deux phases sont étroitement liées entre elles.

Certains problèmes soulevés dans le travail sont étroitement liés avec la question de l'âge des diaclases de Tatra. Vu ce qui précède, il paraît que, comme les diaclases se forment dans le massif cristallin en état de consolidation, elles sont d'âge posthercynien. Je suis arrivé à cette opinion aussi à cause de la disposition des diaclases (pl. III et IV) ayant la forme d'un doux dôme ne correspondant pas à la tectonique alpine.

FOTOGRAFIE

OBJAŚNIENIA TABLICY I

Fig. 1

Rozpuszczanie kwarcu (jasne pole) przez roztwór, z którego następnie krystalizuje epidot (ciemne pole). Epidot krystalizujący w tej fazie nie przyjmuje idiomorficznych zarysów.

Powiększenie 35×

Fig. 2

Jasne pole w górnej części zdjęcia — to kwarc rozpuszczany przez epidot (ciemne plamy). Szare pole naokoło — to skała. Obraz ten jest dowodem, że roztwory epidotowe atakują wyłącznie kwarc.

Powiększenie 35×

Fig. 3

Przykład rozpuszczania kwarcu przez roztwór epidotu, na brzegach ziarn.

Powiększenie 35×

Fig. 4

Kwarc (jasne pole) oraz epidot (ciemne pole) hydrotermalnego pochodzenia. W końcowej fazie krystalizacji epidotu tworzą się duże idiomorficzne osobniki.

Powiększenie 35×

Fig. 5

Przykład (porównaj fig. 4) stwierdzający, że na granicy między kwarcem a epidotem hydrotermalnego pochodzenia tworzą się duże idiomorficzne kryształy tego ostatniego.

Powiększenie 35×

Fig. 6

Osobniki epidotu tkwiące w kwarcu tworzą niekiedy duże idiomorficzne kryształy.

Powiększenie 35×

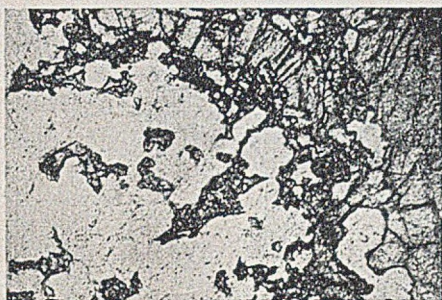


Fig. 1

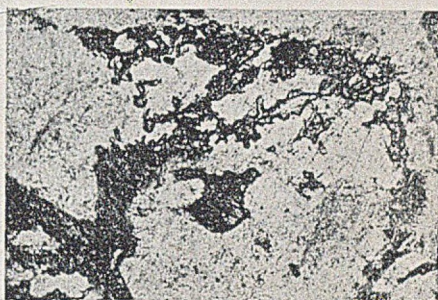


Fig. 2



Fig. 3

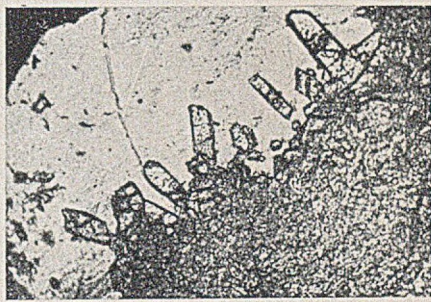


Fig. 4

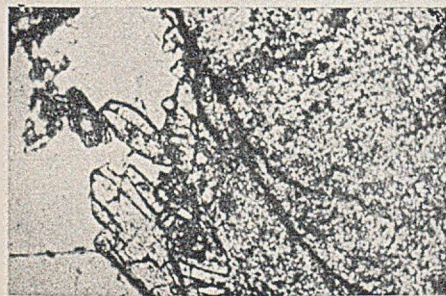


Fig. 5



Fig. 6

OBJAŚNIENIA TABLICY II

Fig. 1 i 2

Żyłka epidotowa rozdziela kwarc magmowego pochodzenia (z lewej strony) od kwarcu hydrotermalnego (z prawej). Różnicę w budowie obu kwarców widać doskonale przy skrzyżowanych nikolach (fig. 2). Kwarc magmowego pochodzenia rozpada się na ziarna o mozaikowej budowie i falistym znikaniu światła, a kwarc hydrotermalny tych cech nie wykazuje. Sama żyłka epidotowa ma trzy podłużne pęknięcia, na których roztarty na pył epidot daje lustra tektoniczne.
Powiększenie 35×

Fig. 3

Ziarno kwarcu (jasne) kataklazycznie spękanę. Wzdłuż pęknięć wdiera się roztwór chlorytu, który rozpuszcza i wypiera kwarc.
Powiększenie 35×

Fig. 4

Penetracja roztworów chlorytowych w kwarcu nie zawsze postępuje wzdłuż linii prostych wyznaczonych kataklazą. Linie rozpuszczania kwarcu są niekiedy faliste.
Powiększenie 35×

Fig. 5

W kalcyicie (romboeryczna łupliwość dobrze jest widoczna w prawym górnym narożu) zaczyna krystalizować hydrotermalny chloryt. Poszczególne blaszki chlorytu o idiomorficznych zarysach układają się w stos na kształt kartek w książce, a skrócone dają robakowate formy.
Powiększenie 35×

Fig. 6

Większe skupienia hydrotermalnego chlorytu (w środku zdjęcia) utworzone w miejscu rozpuszczonego kwarcu są już tak zbite, że nie pozwalają odcyfrować właściwej struktury.
Powiększenie 35×

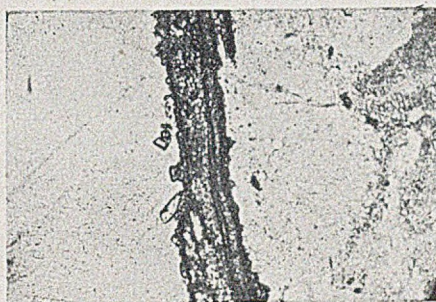


Fig. 1



Fig. 2

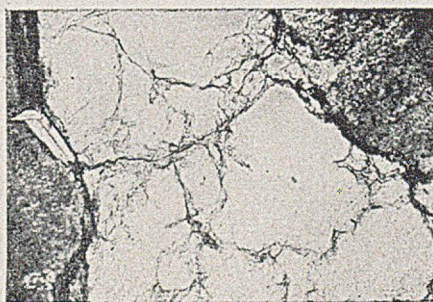


Fig. 3

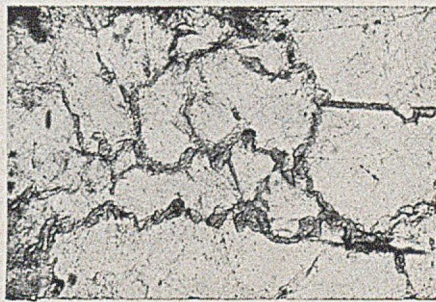


Fig. 4



Fig. 5

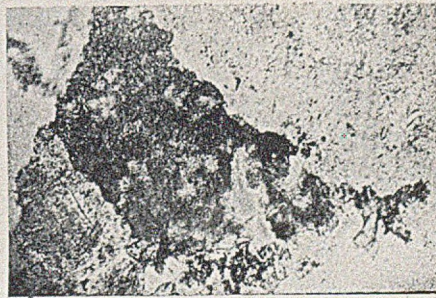
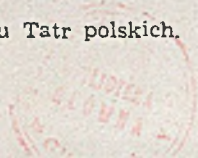
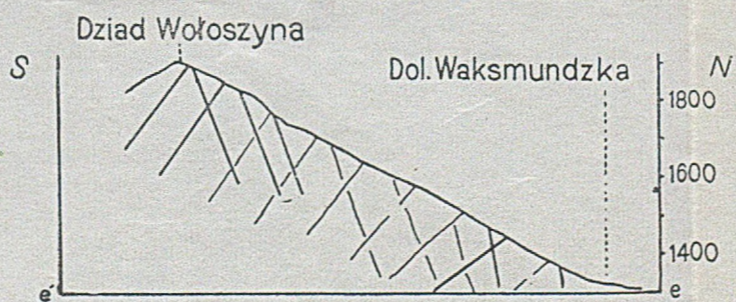
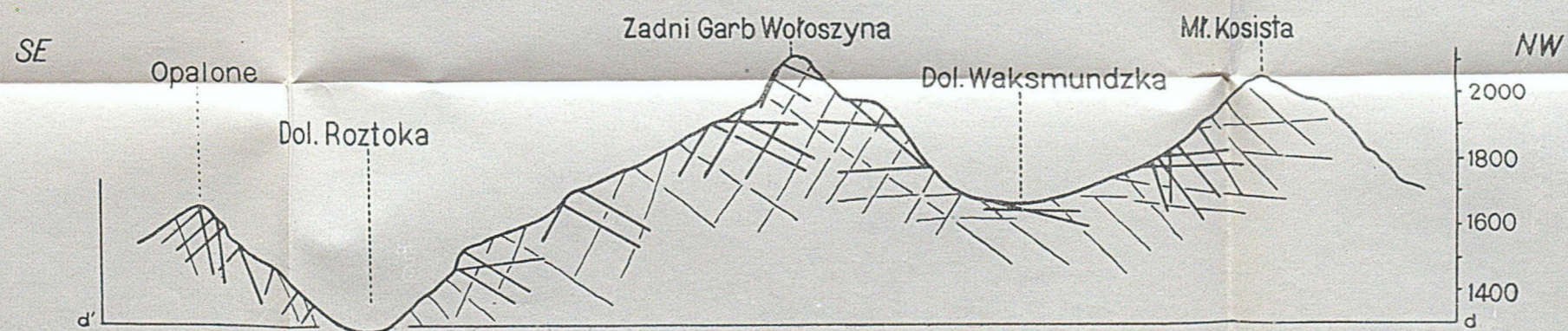
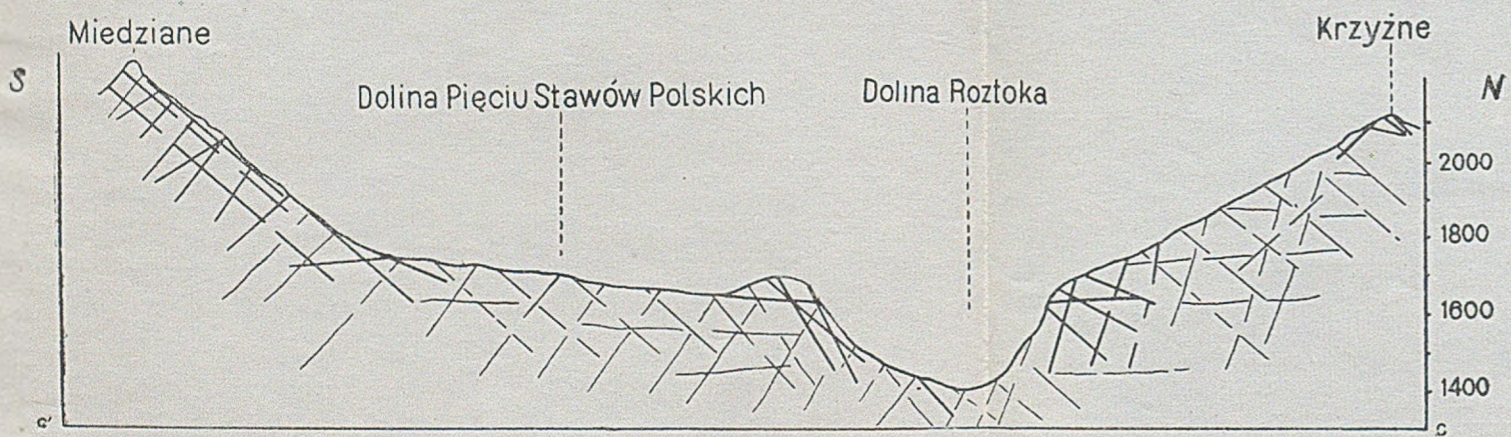
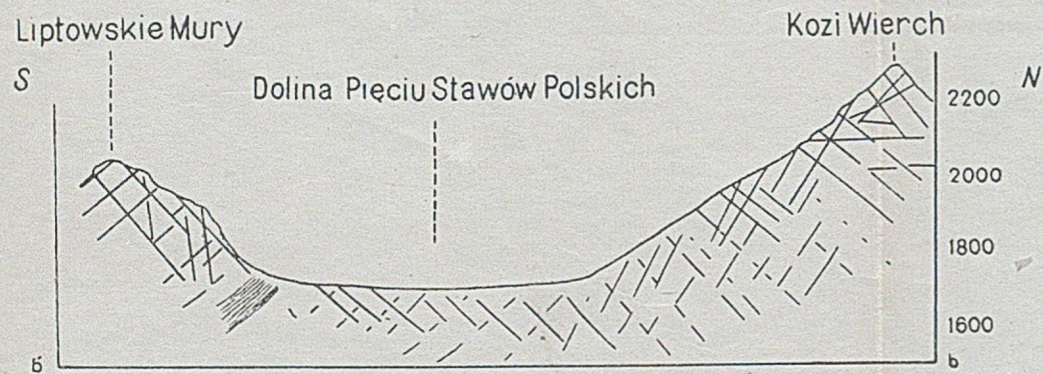


Fig. 6

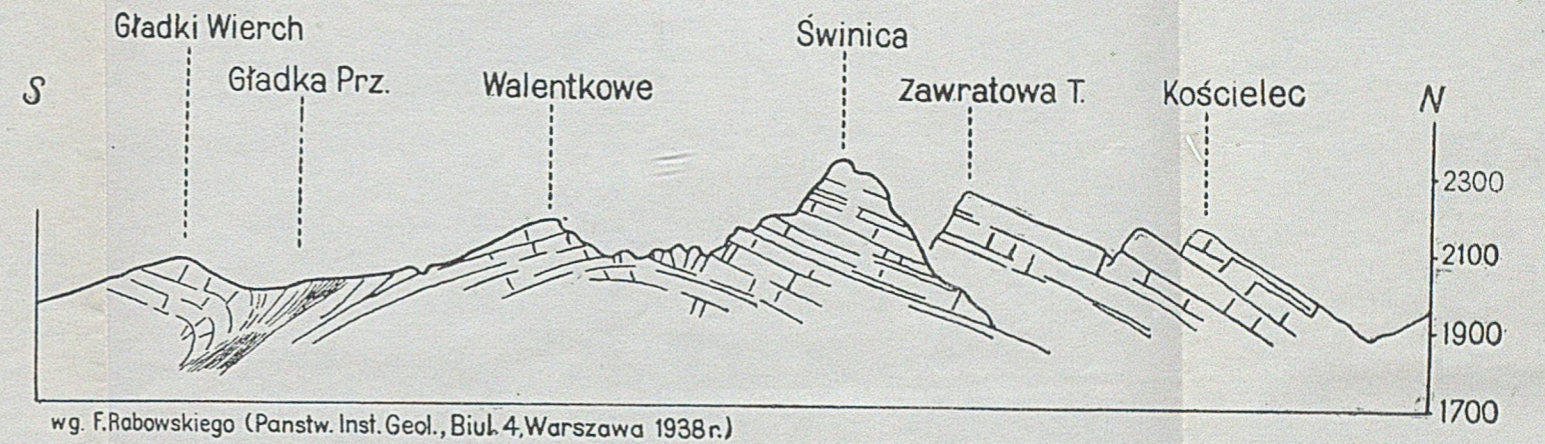
Andrzej MICHALIK. Cios krystaliniku Tatr polskich.



PRZEKROJE CIOSU KRYSZALINIKA TATRZAŃSKIEGO w dolinach Pięciu Stawów Polskich, Roztoki i Waksmundzkiej

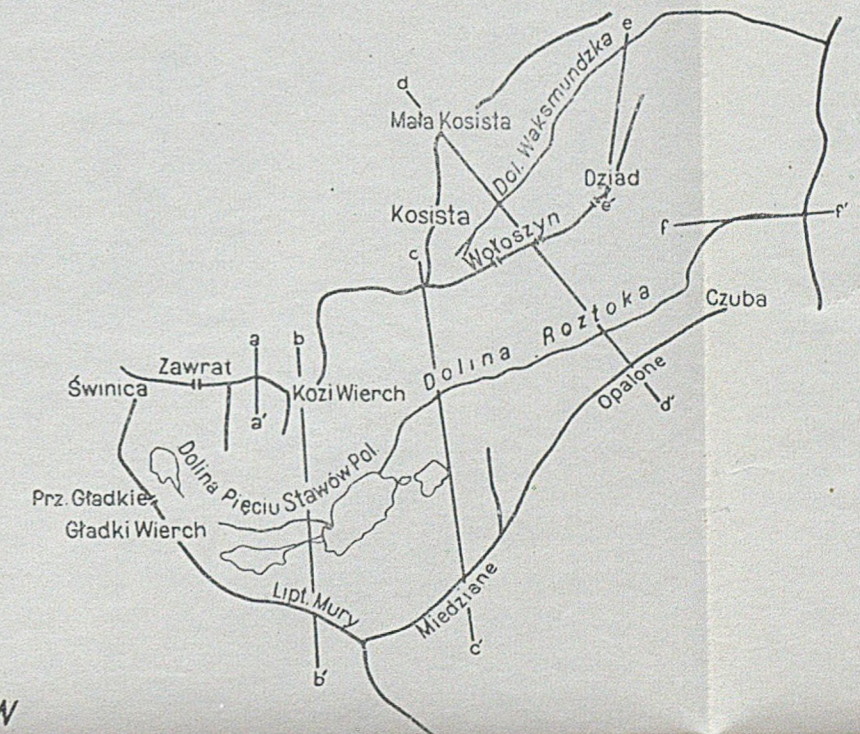


Układ schematyczny ławic granitu między Gładkim Wierchem a Świnicą-Kościelcem



wg. F. Rabowskiego (Państw. Inst. Geol., Biul. 4, Warszawa 1938 r.)

Szkic sytuacyjny przekrojów



Podziałka pionowa i pozioma 1:20000

- cios pomierzony
- " interpolowany
- strefa spekań

BIBLIOTEKA GŁÓWNA
Politechniki Śląskiej

P 1214|52