

H. BUCZEK

SPEKANIA SKAŁNE MASYWU SOBÓTKI

(Tabl. VI i 55 rys.)

Проблемы трещин в горных породах в районе массива
горы Собутки в Нижней Силезии

(Таб. VI и 55 рис.)

Joints of the Sobótka Massif (Lower Silesia)

(Pl VI and 55 fig.)

Streszczenie. Nawiązując do prac szkoły H. Cloosa w pracy niniejszej podaję próbę rozwiązania problemu spekań skalnych na obszarze masywu Sobótki. Celem pracy jest wyjaśnienie, czy w masywie gabrowym Sobótki potwierdza się schemat tektoniczny Cloosa, czy też zjawiska wyprowadzone zasadniczo dla granitów są tu bardziej skomplikowane, a w takim wypadku czy mają one pewien swoisty sens tektoniczny, dający się ująć syntetycznie.

Spekania skalne występujące w granitach młodowaryscyjskich, otaczających masyw Sobótki od zachodu mają zastosowanie w klasycznym systemie Cloosa. Wśród spekań stromych wyróżniamy szczeliny „S” i „Q”. W omawianych skałach przeważa system szczelin „S”. Podobnie układają się spekania w amfibolitach. Brak śladów starszej tektoniki w amfibolitach tłumaczyć można faktem, że amfibolit jest skałą zmetamorfizowaną pod wpływem iniekcji granitowej. Przypuszczalnie rekrytalizacja spowodowała całkowite zatarcie spekań pierwotnych.

Zupełnie inny obraz dają spekania pomierzone w gabrze Sobótki. Wyróżniono tu trzy zasadnicze kierunki spekań skalnych. Jeden z tych kierunków zgodny jest w swym przebiegu ze spekaniami zaobserwowanymi w granitach i amfibolitach. Jest nim system diaklaz występujących w kwadrancie NE, odpowiadający pod względem kierunku spekaniom „S” dla granitu. Wymienione trzy systemy spekań przecinają się pod kątem 70°.

Zupełnie niezróżnicowane są „róże spekań” wyznaczone dla serpentynitów. Łączą się one niewątpliwie z cechami strukturalnymi tej skały.

Praca wykazała, że spekania występujące w różnych elementach skalnych badanego rejonu, układają się w sposób rozmaity w zależności nie tylko od historii tektonicznej, lecz także od gatunku skały względnie procesów metamorficznych, którym skała uległa.

TREŚĆ. A. Część ogólna. Wstęp. — 1. Problem spekań skalnych w masach plutonicznych. — 2. Historia badań. — 3. Morfologia masywu Sobótki. — 4. Budowa geologiczna masywu Sobótki: a. serpentynity, b. amfibolit, c. gabro, d. granit. — Trzeciorder — Czwartorder — Tektonika. B. Część szczegółowa. — 1. Dotychczasowe opracowania spekań skalnych na terenie masywu Sobótki. — 2. Spekania skalne występujące w amfibolicie. — 3. Spekania skalne występujące w gabrze. — 4. Spekania skalne występujące w granicie. — 5. Spekania skalne występujące w żyłach kwarcu. 6. Spekania skalne występujące w serpentynitach. — 7. Zestawienie sumaryczne. — 8. Wnioski.

A. CZĘŚĆ OGÓLNA

Wstęp

Niniejsza praca omawia zagadnienia związane z tektoniką masywu Sobótki, znajdującego się na Przedpolu Sudetów. W literaturze geologicznej ostatnich dziesiątków lat coraz większą wagę przywiązuje się do wpływu głębokiego podłoża („Tiefbau“) według terminologii S. B u b n o f f a, kształtującego nałożone nań późniejsze struktury. Problem ten posiada szczególne znaczenie na terenie Sudetów. Dzisiejsza bowiem budowa Sudetów jest w dużej mierze uzależniona od przebiegu najstarszych struktur fałdowych sudeckiego górotworu, ulegających sukcesywnym zmianom podczas cykli orogenetycznych kolejno po sobie następujących. Wyznaczenie i wyjaśnienie zmian jest przeto jednym z najważniejszych zagadnień geologicznych, odnoszących się zarówno do obszaru bloku sudeckiego, jak i do obniżonej części tych samych struktur zwanych blokiem przedsudeckim.

Na ostatnio wymienionym obszarze bezpośrednio badania mogą być przeprowadzone jedynie w tych miejscach, gdzie starsze warstwy podłoża wyłaniają się spod okrywy osadów kenozoicznych i czwartorzędowych. Dotyczy to między innymi masywu Sobótki, w którym ześrodkowały się moje badania. W masywie tym podobnie jak w innych masywach plutonicznych zagadnienia tektoniczne sprowadzają się do przesłedzenia zjawisk strukturalnych, między innymi spękań skalnych. Praca niniejsza ma na celu przedstawienie i objaśnienie spękań skalnych na obszarze masywu Sobótki. Została ona wykonana w sezonie letnim 1950 r., z inicjatywy prof. dr H. T e i s s e y r e.

Niech mi będzie wolno złożyć na tym miejscu szczerze wyrazy podziękowania p. Prof. Dr H. T e i s s e y r e, oraz pracownikom Zakładu Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego za cenne wskazówki otrzymane przy wykonywaniu tej pracy.

1) Problem spękań skalnych w masach plutonicznych

Klasyczne prace H. C l o o s ' a i jego szkoły dały nam piękną i stosunkowo prostą syntezę problemu tektoniki masywów plutonicznych w ogólności a granitowych w szczególności. Metodą do rozwiązania tych zagadnień były liczne obserwacje cech teksturalnych i strukturalnych, oddzielności, utworów żylnych, szlirów i spękań skalnych, które H. C l o o s uważa zasadniczo za zjawiska tektoniczne w odróżnieniu od wielu innych autorów.

Nawiązując do prac szkoły H. C l o o s ' a spróbuję w pracy niniejszej rozwiązać problem spękań skalnych na obszarze masywu Sobótki biorąc pod uwagę pluton gabrowy, przyległe masy granitowe, amfibolity oraz serpentyniny zamykające ten masyw od południa.

Opracowanie moje nie dotyczy całokształtu zjawisk, które byłyby przedmiotem studiów szkoły H. C l o o s ' a lecz tylko pewnego ich wycinka, mianowicie tego, który datuje się od czasu zastygnięcia mas ognistopłynnych względnie ich przeobrażenia. Moje wnioski tektoniczne nie obejmują zatem najwcześniejszych faz rozwoju rozpatrywanych elementów skalnych. Celem mojej pracy jest natomiast przekonanie się, czy w masywie gabrowym Sobótki potwierdza się schemat tektoniczny C l o o s ' a,

czy też zjawiska wyprowadzone zasadniczo dla granitów są tu bardziej skomplikowane a w takim wypadku czy mają one pewien swoisty sens tektoniczny, dający się ująć syntetycznie.

Zdając sobie sprawę z tego, że szersze wnioski i uogólnienia wymagają materiału porównawczego bardzo obfitego a w pierwszym rzędzie rozszerzenia na kompleksy skalne okalające ciała intruzywne, interpretację moją traktuję jako próbę tłumaczenia.

Jest rzeczą wiadomą, że rekonstrukcja pola sił stwarzającego systemu spękań skalnych jest w poszczególnych wypadkach rzeczą bardzo trudną a nawet najczęściej niemożliwą i że próby tego rodzaju muszą opierać się na dokładnej znajomości całokształtu zjawisk tektonicznych większego obszaru, przeto zadanie moje będę uważał za spełnione w znacznej mierze, jeśli praca moja dostarczy materiału obserwacyjnego i dyskusyjnego dla dalszych prac tego rodzaju zamierzonych w Sudetach.

Na zakończenie tych uwag wstępnych pragnę podkreślić wyraźnie, że zgodnie z H. C l o o s e m uważam spękania skalne masywów plutonicznych za zjawisko zasadniczo natury tektonicznej. Masywy te stygną bowiem w dużej głębokości pod powierzchnią ziemi pod olbrzymim parciem wyżejległego nadkładu skał stropowych, przy czym parcie to ma charakter statyczny. Do parcia tego dołączają się naciski kierunkowe natury tektonicznej, pod wpływem których magma intruduje. Zarówno parcie jak i ciśnienie kierunkowe zaciskają masy skalne wokół stygnącej intruzji, nie dopuszczając do tworzenia się jakichkolwiek dyzjunkcji w krzepnącym plutonie na skutek jego oziębiania i kurczenia się.

Dyskusja teoretyczna na temat mechaniki tworzenia się spękań i napięć powstających w skałach pod wpływem nacisków zewnętrznych nie jest tematem pracy niniejszej i dlatego pomijam zupełnie odnośną literaturę, jakkolwiek zdaję sobie zupełnie sprawę z jej wagi przynajmniej w sensie teoretycznym.

2) H i s t o r i a b a d a ń

Pierwsze publikacje dotyczące geologii Sobótki ukazały się już pod koniec XVIII wieku. Ze starszych prac wymienić tu należy pracę L e o p o l d a v. B u c h a wydaną w roku 1797 w „Schlesische Provinzialblätter“ Bd. XXV. p. t. „Ueber die Gebirgsart des Zobtenberges“. Skałę budującą szczyt góry Ślęzy do czasu ukazania się pracy B u c h a nazywano bazaltem a nawet piaskowcem. B u c h wprowadza do literatury nowy termin nazywając gabro-zobtenitem. Autor twierdzi, że w wyższych partiach gabra ziarno staje się coraz drobniejsze. K u n o w s k i przeciwstawia się zdaniu B u c h a uważając, że ziarno gabra zwiększa się w szczytowych partiach Ślęzy, a nie zmniejsza jak twierdzi B u c h. Pogląd swój wypowiada on w artykule p. t. „Der Zobtenberg“ wydanym w roku 1810 w „Schlesische Provinzialblätter“.

Artykuł K u n o w s k i e g o podzielony jest na trzy części: morfologię (nazwaną przez autora topografią), geologię i botanikę Sobótki. W części geologicznej K u n o w s k i opisuje serpentynity, podaje ich wpływ na igłę magnetyczną. Autor zwraca uwagę na obecność magnetytu w skale. Występowanie serpentynitu na wzgórzu 210.2 m pozwala autorowi przypuścić, że serpentynit góry Sępiej łączy się z serpentynitem wzgórza 210.2 m pod masywem gabrowym Sobótki. Omawiając granit autor zalicza w obszar występowania granitu górę Anielską 316.0 m. K u n o w s k i stwierdza,

że skład mineralogiczny tej skały, zmienia się w wyższych granitowych partiach góry Ślęży. Autor zauważył, że w skale występuje granat koloru żółto-brunatnego. Przejrzystość wspomnianego granitu jest według niego doskonała.

W roku 1856 ukazała się praca S a d e b e c k a p. t. „Der Zobtenberg und seine Umgebung“ wydana przez Verlag d. Kais. Leop.-Carol Akademie der Naturforschung Breslau u. Bonn. Pomimo usilnych starań nie mogłem dotrzeć do wyżej wymienionej pracy celem jej przestudiowania.

Wszystkie powyżej wymienione prace są dziś już przestarzałe i nie przedstawiają wartości naukowej poza historyczną.

Z nowszych prac wymienić tu należy pracę H. C l o o s a p. t. „Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen“, wydaną w roku 1920. C l o o s zwraca uwagę na spękania, które w okolicy Strzeblowa odchylają się bardziej ku W niż spękania okolic Strzelina. Bieg wymienionych spękań wynosi $145-150^{\circ}$ z zapadem 70 m na SW. C l o o s uważa, że szczeliny te skierowane są prostopadle do wyciągnięcia (Streckung) spowodowanego ciśnieniem.

W roku 1922 ukazała się praca H. C l o o s a p. t. „Tektonik und Magma“. Autor zajmuje się spękaniem skalnymi w masywach granitowych i wyróżnia trzy rodzaje spękań: Q (Querspalten) czyli spękania strome i równoległe do działającej siły, wzdłuż których przebiegają wszelkie intruzje, S (Seitenspalten) podłużne prostopadle do szczelin Q i strome, oraz szczeliny L (Längspalten) prostopadle do szczelin Q i S. Spękanie L jest spękaniem płaskim. W pracy C l o o s a zamieszczony jest artykuł S. L o p i a n o w s k i e g o p. t. „Zur Tektonik des Granitmassivs von Striegau-Zobten“. L o p i a n o w s k i opracował spękania granitu Sobótki. Według niego główny kierunek spękań jest NW i wynosi $325-335^{\circ}$ z zapadem $75-85$ na W. L o p i a n o w s k i posługuje się w pracy metodą opracowaną przez H. C l o o s a i operuje schematami wypracowanymi przez tego autora.

W roku 1925 w XLVI tomie „Jahrbuch der Preuss. Geol. Landesanstalt“ ukazała się praca L. v o n z u r M ü h l e n p. t. „Batholitenproblem und Striegau Zobtener Granitmassiv“. W swoim artykule autor powołuje się stale na prace H. C l o o s a i jego szkoły. M ü h l e n uważa, że C l o o s nie miał dostatecznych podstaw ku temu, by twierdzić, że masyw granitowy Strzegom-Sobótki jest lakolitem mieszczącym się między gnejsami i filitami. Autor uważa, że przyjmując zdanie C l o o s a, między gnejsami a filitami znajdować by się powinna strefa łupków sercytowych. Brak wymienionej strefy pozwala przypuścić, że zdanie C l o o s a jest jedynie teoretyczną wzmianką, której nie można poprzeć faktami zaobserwowanymi w terenie.

W roku 1928 ukazało się drugie wydanie objaśnienia do mapy geologicznej arkusz Sobótki-Zobten, opracowane przez L. F i n c k h'a. Pierwsze mniej dokładne opracowanie objaśnień wydane zostało w roku 1920.

Oprócz prac geologicznych dotyczących masywu Sobótki istnieje szereg prac mineralogicznych z tego terenu, takich autorów jak: C h a n d l e r, T r a u b e, G ü r i c h, F i n c k h, L. v o n z u r M ü h l e n i innych.

3) M o r f o l o g i a m a s y w u S o b ó t k i

W odległości 33 km na S od Wrocławia znajdują się wzgórza Sobótki stanowiące odizolowaną od Sudetów, wyspą partię górską wznoszącą

się ponad obszar nizinny. Masyw Sobótki pod względem morfologicznym podzielić można na dwie części a to: 1) część centralną i 2) część zewnętrzną. Część centralna masywu składa się: 1) z góry Ślęza 718.0 m oraz 2) trzech mniejszych wzgórz leżących na jej przedpolu a mianowicie: Góry Anielskiej 316.0 m, góry Kościuszki 415.4 m i góry Strzegomińskiej 370.0 m. W części zewnętrznej masywu wyróżniamy pasmo wzgórz otaczające od S w postaci półkola część centralną masywu, z którego najwyższa góra Sępia osiąga 572.9 m wysokości. Wspomniany łańcuch górski na W od wioski Sulistrowiczki łączy się z częścią centralną masywu Sobótki. Od N, E i W wzgórz masywu Sobótki obejmuje teren nizinny. Na E i na W od przełęczy łączącej część centralną z częścią zewnętrzną masywu teren obniża się tworząc dwie doliny, z których dolina E jest doliną bardziej rozległą. Wspomniane doliny posiadają zbocza wklęsłe. Masyw Sobótki jest reliktem starego, przeddyluwialnego reliefu. F r e c h (1913) na podstawie zasięgu materiału północnego występującego w masywie do 500 m wysokości nad poziom morza uważa, że miąższość lądolodu pokrywającego teren Sobótki wynosiła do 200 m a tym samym szczyt Ślęzy osiągający 718.0 m wysokości był nunatakami.

4) B u d o w a g e o l o g i c z n a m a s y w u S o b ó t k i

Wzgórza masywu Sobótki zbudowane są z paleo-wulkanicznych skał krystalicznych amfibolitu, gabra, granitu oraz serpentynitu. Amfibolit buduje Górę Kościuszki, Strzegomińską i Anielską. Góra Ślęza zbudowana jest z gabra i granitu. Zewnętrzną część masywu Sobótki buduje serpentynit, który ukazuje się także spod utworów czwartorzędowych w postaci małych wyniosłości. Do tego rodzaju wyniosłości należy góra Kamienna 201.2 m, leżąca w okolicy Nasławic i wzgórze 210.2 m położone w odległości około 700 m na SW od stacji kolejowej w Sobótce.

a) S e r p e n t y n i t y

Serpentynity budują S część masywu Sobótki. Zewnętrzny wygląd tej skały jest bardzo różny. W świeżym przekroju serpentynit jest koloru szaro-zielonego do ciemno-zielonego. Zwiertzały serpentynit przyjmuje kolor jasno-zielony.

H. T r a u b e (1894) podaje, że serpentynit powstał z perydotytów. Analiza mikroskopowa próbek pobranych ze wzgórza 210.2 m oraz na górze Sępiej wykazała, że w skład pierwotnej skały, z której powstał serpentynit wchodził oliwin i dialag, który częściowo przechodzi w bastyd. Niektórzy autorzy uważają, że tworzenie się serpentynitu nastąpiło częściowo na skutek intruzji granitowej względnie syjenitowej magmy, na drodze procesów pneumatolitycznych i termicznych.

Wiek skał wyjściowych serpentynitów określony być może dopiero po rozpatrzeniu gabra.

b) A m f i b o l i t y

Góra Anielska, Kościuszki i Strzegomińska należąca do części centralnej masywu Sobótki zbudowana jest z amfibolitu średnio i drobnoziarnistego, w którego skład wchodzi plagioklaz i ciemno zielona hornblenda. Na podstawie składu mineralogicznego nazywamy je amfibolitami plagioklazowymi. Skała ta jest w bardzo wysokim stopniu zmetamorfizowana, co utrudnia rozpoznanie skały pierwotnej, w której powstał amfibolit. Przypuszcza się, że amfibolit powstał z zasadowych skał wylewnych.

Von z u r M ü h l e n (1926) podaje, że analiza mikroskopowa amfibolitu wykazała strukturę ofitową tej skały. Na tej podstawie twierdzi on, że wyjściową skałą amfibolitu był diabaz z charakterystyczną dla niego strukturą ofitową. Geneza amfibolitu jest do dziś nie wyjaśniona i jest nadal kwestią sporną.

c) G a b r o

Centralną część masywu Sobótki buduje gabro. Gabro jest skałą gruboziarnistą, w skład której wchodzi: plagioklaz, dialag, saussuryt i uralitowa hornblenda. Skałą budującą szczyt góry Ślęzy i jej W część nazwano gabrem saussurytowym, ponieważ proces saussurytyzacji postąpił w tych



Fig. 1

partiach skalnych bardzo daleko naprzód. Gabro saussurytowe jest skałą bardzo odporną. Pod wpływem procesów wietrzennych skała ta rozpada się na nieregularne bloki. Uważa się, że pierwotna oddzielność skały była równoległa, spowodowana ciosem podkładowym (fig. 1). System szczelin poprzecznych jest tym samym systemem późniejszym. Gabro na kontakcie z serpentynitem intrudowało w serpentynit w postaci apofiz. Zjawisko to potwierdza nam hipotezę, że gabro jest młodsze od skały pierwotnej, z której powstał serpentynit.

d) G r a n i t

Już w pierwszych poglądach na budowę geologiczną Przedsudecia włączono granit Sobótki do tego samego masywu co granit Strzegomia. W NW części granitowej masywu Sobótki granit buduje małe wzgórza, znajdujące się w okolicy Chwałkowa i Strzeblowa, rozciągające się w kie-

runku S. Z granitu zbudowane są także NW stoki góry Ślęży do wysokości około 550 m. Odosobniona partia tej skały ukazuje się na N od miejscowości Tapadła, niezależnie od wyżej wymienionych wystąpień granitu. Omawiany granit jest na kontakcie z gabrem prawie zgnejsowany.

W obrębie masywu Sobótki znajduje się granit jedno- i dwułyszczkowy. Przeważa granit biotytowy, składający się z kwarcu, białego ortoklazu względnie mikroklinu i biotyty. Miejscami w granicie występuje także muskowiit oprócz biotyty. Z minerałów akcesorycznych znajduje się w granicie cyrkon, apatyt i tytanit. Drobnodziarnisty granit zatracca prawie całkowicie biotyt na górze Ślęży w pobliżu kontaktu gabra z granitem. Wymieniony granit zawiera bardzo dużo małych, czerwonych granatów wykształconych przeważnie w postaci kryształów (G ü r i c h 1905).

Oprócz wyżej wymienionych wystąpień granitu, wspomnieć jeszcze należy o zkaolinizowanym granicie występującym w pobliżu dworca kolejowego w Strzeblowie. Wymieniona skała zawiera małą ilość łyszczyków, natomiast występuje tutaj granat w kryształkach. Kaolinizacja granitu nastąpić mogła przy procesach postwulkanicznych w czasie wydzielania się par i powstawania źródeł termalnych. F i n k h (1928) uważa, że ów zkaolinizowany granit należy do aplitowej, brzędnej facji masywu granitowego Sobótki. Istnieją poglądy, że kaolinizacja granitów przedpola sudeckiego pozostaje w związku z trzeciorzędową formacją burowęglową.

Trzeciorzęd

U stóp wzgórz budujących masyw Sobótki trzeciorzęd, wykształcony w postaci iłów oraz piasków kwarcowych wieku miocenijskiego, zalega bezpośrednio na paleozoicznych skałach. Prawie wszystkie formacje trzeciorzędowe przykryte są osadami dyluwialnymi, znamy je jednak dość dobrze z licznych wierceń, jakie przeprowadzone były na terenie arkusza mapy Sobótka.

Stwierdzono, że wśród iłów miocenijskich przeważają ily bardzo tłuste, spotyka się także jednak ily chude zawierające stosunkowo dużo materiału piaszczystego. H. C o n w e n t z (1879) podaje, że w trzeciorzędowym węglu brunatnym znajdują się skamieniałości drzew trzeciorzędowych, które częściowo przekształciły się w czysty węgiel brunatny, częściowo zaś skrzemieniały. G o t h a n (1916) wśród skamieniałości wyróżnił: *Taxodioxyton sequonianum* i *Rhisocuperssinoxylon uninandiatum*.

Czwartorzęd

Utwory czwartorzędowe znajdujące się w obrębie masywu Sobótki należą do przedostatniego zlodowacenia (F i n c k h 1928). Dotychczas nie znaleziono tu utworów należących do najstarszego zlodowacenia. Wśród narzutniaków wyróżniono północne gnejsy, granity, diabazy i kwarcyty. Bardzo pospolite są wśród nich grubodziarniste granity skandynawskie. Oprócz materiału północnego w utworach dyluwialnych znaleźć można także wiele materiału autochtonicznego. W obrębie masywu Sobótki występują otoczaki porfiru fezytowego pochodzącego z gór Wałbrzyskich. Materiał ten naniosły rzeki od S w czasie cofania się lądolodu.

Na górze Ślęży eratyki występują do około 500 m wysokości n. p. m. Na podstawie zasięgu materiału północnego F. F r e c h (1913) obliczył, że miąższość lądolodu pokrywającego teren Sobótki wynosiła około 200 m.

Fr e c h uważa, że szczyt góry Ślęży był nunatakami, tym samym wiadomo, że masyw Sobótki jest reliktem starego przeddyluwialnego reliefu.

T e k t o n i k a

Tektonika masywu Sobótki przedstawia problem bardzo trudny do rozwiązania. Mamy tu bowiem niewątpliwie do czynienia z nakładaniem się zjawisk tektonicznych z różnych faz a być może i epok orogenicznych, które w rezultacie dają nam trudny obraz do rozwikłania. Stosunkowo najwyraźniej występują zaburzenia związane z orogenezą waryscyjską, która w rejonie masywu Sobótki zaznacza się iniekcją młodopaleozoicznego granitu. Starsze natomiast struktury tektoniczne ulec musiały mniejszemu lub większemu zdeformowaniu i zatarciu w okresie iniekcji granitowej, co nie trudno z góry przewidzieć. Nic zatem dziwnego, że opracowania niemieckie ograniczają się do scharakteryzowania deformacji z okresu po iniekcji granitowej, pomijając całkowicie dyskusję tektoniki wcześniejszej.

Według L o p i a n o w s k i e g o główny kierunek ciśnienia w okresie ruchów młodowaryscyjskich nastąpił od SE. Nacisk ten spowodował utworzenie się systemu dyzlokacji o kierunku WNW—ESE, względnie o kierunku NW—SE, a zatem równoległe do nacisku. Dyzlokacje WNW—ESE znajdują się w SW części omawianego terenu, natomiast dyzlokacje znajdujące się w N części masywu posiadają kierunek NW—SE. Dyzlokacji WNW znajdującej się 200 m na SE od miejscowości Śady, położonej na granicy między granitem a gabrem, towarzyszy przypuszczalnie druga o tym samym kierunku znajdująca się na E od wymienionej miejscowości. Kierunek NW—SE posiada dyzlokacja oddzielająca amfibolit od granitu oraz dyzlokacja przebiegająca w pobliżu miejscowości Kunów. Wyżej wymienione uskoki są prawdopodobnie bardzo stare, ponieważ przebiegają one równoległe do spękań przyjmując najchętniej kierunek NW. (F. F i n c k h 1928).

Intersekcja mapy geologicznej wykazuje, że poszczególne rodzaje skał zapadają w kierunku SE. R o t h (1867) przyjmuje, że gabra Sobótki nasuwało się na granit, natomiast C l o o s (1922) uważa, że gabra posiada kształt tarczy, której spódnia wypukłość wypełniona jest granitem ukazującym się w W części masywu.

Na szczególną uwagę w masywie Sobótki zasługuje pozycja amfibolitów. Amfibolity powstały z przeobrażenia diabazów, a więc skał wylewnych na co wskazują badania niemieckie. Jest zatem rzeczą niemożliwą, aby ich bezpośrednie sąsiedztwo z gabrem w tym samym poziomie hipsometrycznym, a nawet niższym było zjawiskiem pierwotnym.

Nie ulega zatem wątpliwości, że dzisiejszy stosunek przestrzenny gabra do amfibolitów jest dziełem zaburzeń tektonicznych z okresu przed intruzją granitową, a po intruzji gabrowej. Dziś trudno ustalić, jaki był charakter tych zaburzeń. Nie ulega wątpliwości, że masy diabazowe, które na skutek intruzji granitowej zmienione zostały w amfibolity, uległy silnemu obniżeniu względem mas gabrowych.

Stosunek przestrzenny serpentynitów do wyżej wymienionych jednostek skalnych masywu Sobótki nie jest zupełnie łatwy do uchwycenia. Istniał pogląd, że drobne wystąpienia serpentynitu w N części tego masywu łączyły się pod gabrem Sobótki z wielką masą serpentynitów okalającą

to gabro od S. Później stwierdzono, że wspomniane gabro tworzy w serpentynitach apofizy. Musimy zatem przyjąć, że serpentynity tworzyły kiedyś litą okrywą skał gabrowych i że wystąpienia serpentynitów na N oraz na S należy łączyć w powietrzu ponad tą górą. W profilu masywu Sobótki mieliśmy zatem idąc od góry: serpentynity, gabro i granit. Wiekowo rzecz biorąc jest to sekwencja odwrócona, ponieważ serpentynity pochodzą z perydotytów, które w rozważanym terenie stanowią skały najstarsze, najmłodsze zaś granity spoczywają pod masą starszego od nich gabra. Nie ulega wątpliwości, że cały starszy kompleks skalny (perydotyty, diabazy i gabro) uległ nie tylko zmianom kontaktowym, na skutek iniekcji granitu (amfibolityzacja diabazów, saussurytacja i uralityzacja gabra, serpentynizacja perydotytów) lecz także deformacji na skutek parcia od spodu intrudującej magmy. Ten ostatni proces spowodować musiał podniesienie się skał tworzących strop intruzji granitowej w formie wysadu zbliżonego swą postacią geometryczną do form antyklinalnych. Jest kwestią otwartą, czy omawiane wypiętrzenie spowodowało wyraźne zaburzenie tektoniczne w sztywnych masach stropu intruzji granitowej. Zagadnienie to nie sposób będzie rozwiązać bez specjalnych i bardzo szczegółowych studiów. Można się w każdym razie spodziewać, że wypychane ku górze sztywne masy stropu iniekcji granitowej uległy spękanom, przy czym pozostaje do rozwiązania, czy kierunek tych spękań stosował się do starych założeń strukturalnych, czy też podyktowany był kierunkiem działającym w czasie intruzji nacisków. Chcąc zatem uchwycić stosunek przestrzenny kierunków tektonicznych w poszczególnych różnowiekowych elementach skalnych masywu Sobótki oraz zdać sobie sprawę z ich wzajemnych zależności, należałoby w sposób możliwie wyczerpujący pomierzyć spękania skalne na całym obszarze masywu. Sądzę zatem, że naczelny problem pracy jest dostatecznie jasno uwypuklony i że wolno mi już przejść do bliższego rozpatrzenia samego zagadnienia spękań w masach plutonicznych.

B. CZĘŚĆ SZCZEGÓŁOWA

1. D o t y c h c z a s o w e o p r a c o w a n i a s p ę k a ń s k a l n y c h n a t e r e n i e m a s y w u S o b ó t k i

Dotychczasowe opracowania spękań skalnych na terenie masywu Sobótki ograniczają się wyłącznie tylko do granitów. Nad spękaniami granitu pracował H. C l o o s i S. L o p i a n o w s k i. Wyniki badań ogłoszone zostały w 89 numerze „Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt“ — Berlin 1922 pod tytułem: „Tektonik und Magma — Untersuchungen zur Geologie der Tiefen“. W pracach tych brak ilościowego ujęcia spękań skalnych, co uniemożliwia sprawdzenie wykonanych przez C l o o s a pomiarów. Prof. H. T e i s s e y r e (1947) zwraca uwagę na brak nawiązania spękań batolitów granitowych do tektoniki i kliważy przyległych skał, co spowodować może błędną interpretację spękań w obrębie masywów plutonicznych. Podkreśla on, że tektonika obszarów przyległych kształtowała się pod wpływem tych samych sił orogenicznych, które zmuszały magmę do intruzji. Istnieje przeto możliwość innej interpretacji spękań skalnych batolitów granitowych, jeśli rozpatrzy się razem tektonikę i kliważe batolitów z tektoniką i kliważami skał ościennych.

Cloos doszedł do wniosku, że masy plutoniczne kształtowały się pod ciśnieniem i dziś jesteśmy w stanie kierunku tego ciśnienia oznaczyć. Chcąc wyznaczyć kierunek spękań, a tym samym tektonikę całego masywu Sobótki, musiałem w pierwszym rzędzie oprzeć się na metodzie opracowanej przez Cloosa, uwzględniając podniesione przez p. prof. H. Teisseyre'a uwagi.

Przy pracy posługiwałem się metodą opracowaną przez kierownika Zakładu Geologii Ogólnej Uniwersytetu Wrocławskiego prof. H. Teisseyre'a, która polega na trzykrotnym zmierzeniu każdej szczeliny skalnej w różnych miejscach oraz na obliczeniu z otrzymanych wyników średniej. Ponieważ bardzo często spotyka się wśród szczelin szczeliny nierówne, czasem półkoliste, dlatego przez trzykrotny pomiar i obliczenie średniej uzyskuje się wyrównanie pomiaru szczeliny. Przy pomiarach starałem się uwzględnić tylko większe spękania, to znaczy ściany posiadające powierzchnię od 1 m² wzwyż, jednak w wielu wypadkach zmuszony byłem uwzględnić wszystkie spękania, nawet drobne. W ostatnim wypadku poszczególne kliważe zmierzone były w celu sprawdzenia pomiaru trzykrotnie w jednym i tym samym miejscu.

W odsłonkach starałem się uchwycić jak największą ilość spękań skalnych, ponieważ przy procentowym przeliczeniu zaznaczają się wyraźnie główne kierunki spękań. Przez zwiększenie ilości pomiarów uzyskałem wyrównanie kierunków i pomiar najbardziej prawdopodobny.

Pomiar wszystkich szczelin jest absolutnie niemożliwy, ponieważ częściowo pokryte są one grubymi warstwami zwietrzeliny, względnie znajdują się w niedostępnych miejscach pominąwszy już to, że pracując tylko w kamieniołomach i większych odsłonkach, zetknąłem się z bardzo małą częścią ogólnej ilości szczelin.

Przy odsłonkach mających charakter skałek, łączyłem 4—5 wyjątkowo tylko więcej sąsiadujących ze sobą skałek w jedną całość, ujmując je pod jednym numerem odsłonki. Przez tego rodzaju połączenie otrzymałem większą ilość spękań, co pozwoliło mi na wykreślenie wiarogodnej „róży”. Odnosi się to przeważnie do skałek gabrowych i amfibolitowych.

Wynik pomiarów starałem się ująć ilościowo. Z notatnika polowego wynotowałem poszczególne pomiary spękań zaokrąglając je do 5⁰. Ilość pomiarów danego kierunku przeliczona została na procent ogólnej ilości spękań w odsłonce. Z otrzymanych wyników wykreśliłem „róże spękań”. W ten sposób otrzymałem możność porównania poszczególnych wyników odsłonek, ponieważ obliczenie procentowe likwidowało częściowo nieporównywalną ilość pomiarów w odsłonkach. Ilościowe przeliczenie zamieściłem w załączonej tablicy. Oprócz tego sporządziłem zestawienie wszystkich pomiarów spękań skalnych w poszczególnych skałach. Układając diagramy według odsłonek, wyznaczyłem na podstawie podobieństw kierunków spękań, naturalne ich rejony, które w znacznej mierze ułatwiają ich wzajemne porównywanie.

Spękania skalne występujące w amfibolicie.

Odsłonka Nr 1.

Pomiary spękań skalnych w amfibolicie rozpocząłem od skałek położonych na górze Anielskiej. Wszystkie pomiary wykonane na wymienionej górze połączyłem w jeden diagram (fig. 2).

Z diagramu wynika, że występują tutaj zasadniczo dwa kierunki spękań kulminujące w azymutach 325° — 350° . Szczeliny skalne są bardzo

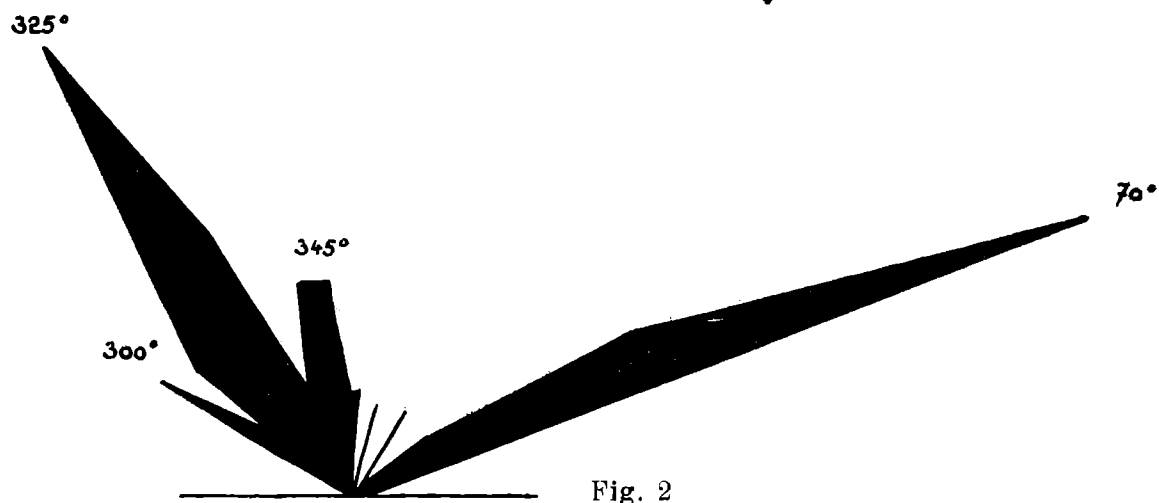


Fig. 2

ostre, ich ściany miejscami wygładzone. Zapadł szczelin skierowany jest w kierunkach N i S pod różnymi kątami.

Odsłonka Nr 2.

Na górze Kościuszki objąłem pomiarami: a) skałki znajdujące się przy drodze prowadzącej na szczyt góry Kościuszki w odległości 200 m na S od schroniska dolnego w Sobótce, b) skałki znajdujące się na szczycie, oraz c) partię skałek odsłaniających się we wrzynie drogi, prowadzącej ze szczytu na S. Wymieniona wrzynka położona jest w odległości około 80 m na S od wieży znajdującej się na górze Kościuszki. Powierzchnie ścian wyżej wymienionych skałek są przeważnie mniejsze od 1 m^2 . Diagram wykazuje także i tu dwa zasadnicze kierunki spękań NW — 335° i NE 65° .

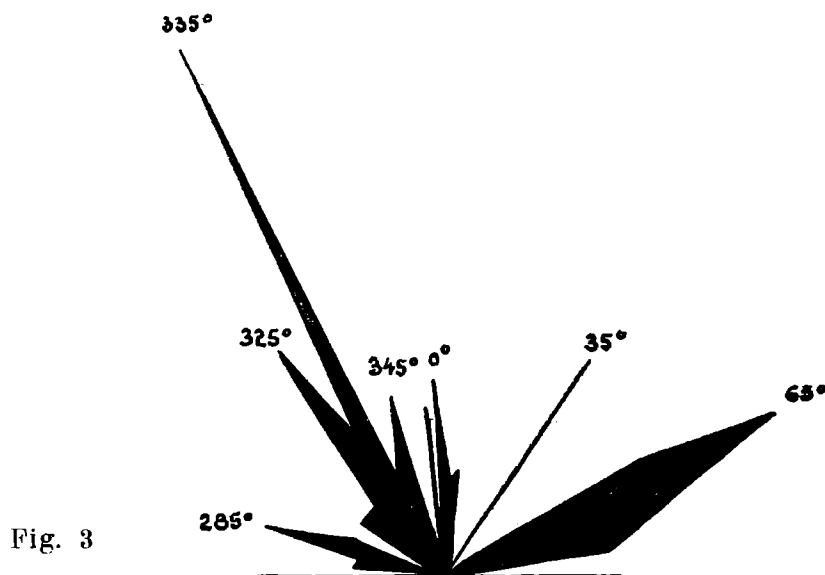


Fig. 3

Kierunki te są względem siebie prostopadłe. Oprócz załączonego diagramu (fig. 3) to samo zjawisko potwierdza fig. 4.

Jako kierunki podrzędne występują tutaj spękania w azymutach 285° , 325° , 345° , 0° i 35° .



Fig. 4

Odsłonka Nr 3.

Pojedyncze bloki amfibolitu wielkości $1.5 \times 1 \times 2$ m odsłaniają się na NE stronie zbocza góry Strzegomińskiej. Na wymienionych blokach wykonałem kilkanaście pomiarów spękań skalnych. Do wykresu włączyłem także pomiary, wykonane w rowie strzeleckim znajdującym się na S stoku góry Strzegomińskiej, oraz pomiary wykonane na skałce wielkości 5×3 m odsłaniającej się w odległości 50 m na SW od szczytu góry Strzegomińskiej. Ściany miejscami są idealnie równe przekraczając wielkość 1 m^2 .

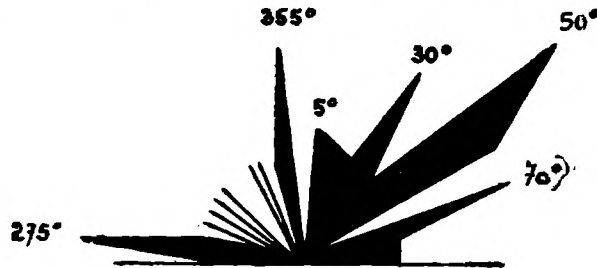


Fig. 5

Diagram wykazuje wielką dyspersję kierunków spękań: 275° , 355° , 5° , 30° , 50° i 70° . Szczególnie zacięra się tu powszechnie występujący kierunek NW (fig. 5). Uwypukla się natomiast wyraźnie kierunek NE. Zapad szczelin jest stromy z przewagą w kierunku S.

Porównując między sobą diagramy spękań skalnych w amfibolicie, zauważyć można dwa główne kierunki NW i NE, przecinające się pod kątem 90° . Kierunek NW odpowiada kierunkowi sudeckiej dyzlokacji brzeżnej. Według schematu C l o o s a kierunek ten zaliczyć należy do systemu szczelin poprzecznych czyli Q. Drugi NE kierunek spękań pozostaje w stosunku prostopadłym do kierunku NW. C l o o s zalicza te szczeliny do szczelin podłużnych S.

Rejon I.

Spękania skalne występujące w gabrze

Odsłonka Nr 4.

Obserwacje spękań skalnych w gabrze rozpocząłem od skałek położonych w odległości 250 m. na NE od skrzyżowania dróg, powyżej którego znajduje się prehistoryczna statua granitowa panny z rybą (498,5 m). Skałka od której rozpocząłem pomiary wyglądem swoim przypomina sześcian o wymiarach 4 x 5 x 5 m. (fig. 6).

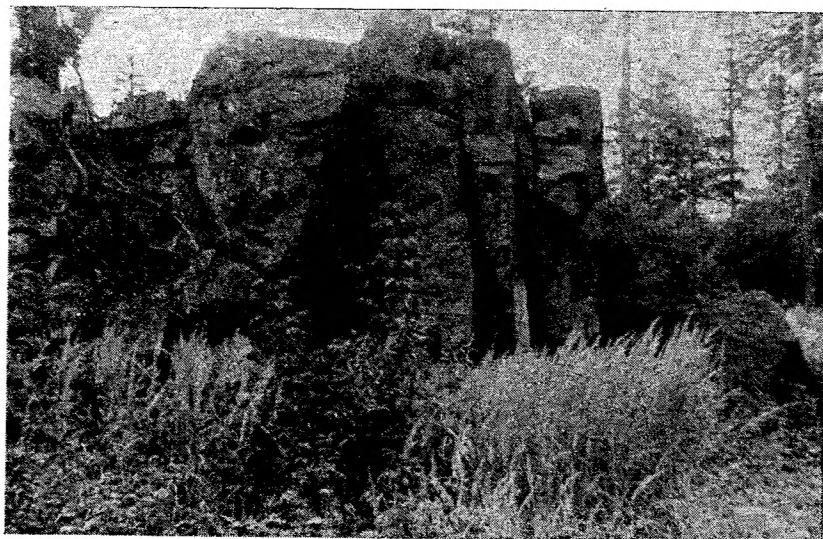


Fig. 6

Spękania występujące na wymienionej skałce, stanowią powierzchnie lekko wygięte, o kierunku E—W. Z diagramu wynika, że mamy tutaj cztery zasadnicze kierunki spękań a mianowicie: 80° , 390° , 320° i 275° .

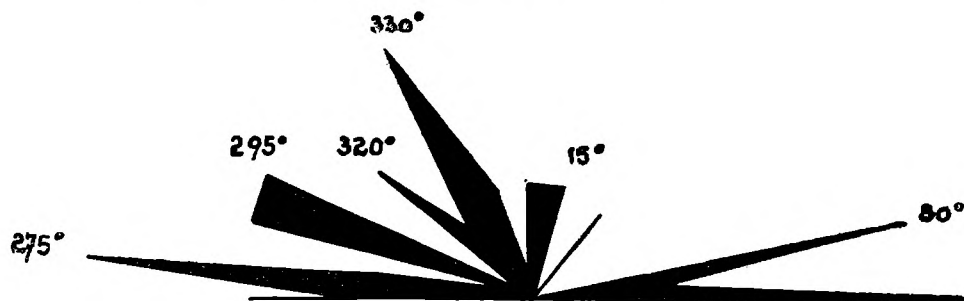


Fig. 7

Upad szczelin jest stosunkowo stromy, średnio biorąc około 80° , w kierunku N.

Odsłonka Nr 8.

Pod tym numerem odsłonki objąłem skałki znajdujące się w rejonie pomiędzy skrzyżowaniem dróg a punktem wysokościowym 498,5 m. (Panna z rybą).

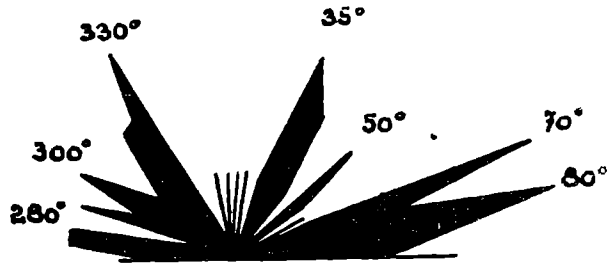


Fig. 8

Zasadniczo występują tutaj cztery kierunki spękań: 330° , 35° , 70° i 80° . Przy szczelinach rzuca się w oczy ich przybliżona prostopadłość, która zaznacza się w diagramie między 330° a 70° . Zapad szczelin wynosił około 70° , z przewagą w kwadrantach S.

Odsłonka Nr 9.

Pod numerem 9 omawiam skałki znajdujące się w odległości 200 m na SW od punktu wysokościowego 487,5 m. Ponieważ na tym terenie znajduje się dużo luźnych bloków gabrowych sypiących się z szczytowych par-

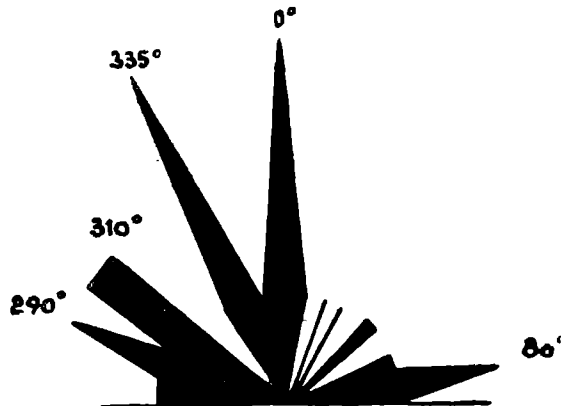


Fig. 9

tii Ślęży, pomiary natrafiały na pewne trudności. Diagram wykazuje dużą dyspersję w kierunkach 290° , 310° , 0° i 80° . Spękań w kierunku 340° i 0° jest po 10%, w pozostałych kierunkach mniej.

Kliważe wykazują zapad w kierunkach N i S z przewagą ku S pod kątem średnio biorąc 55° .

Odsłonka Nr 5.

Podobną „różę spękań“ jak odsłonka Nr 4 posiada skałka znajdująca się w odległości 60 m na NE od punktu wysokościowego 498,5 m. Wielkość

skałki wynosi 4 x 6 m. W diagramie zasadniczo rzuca się w oczy kierunek NW—SE w azymucie 325° (fig. 10).

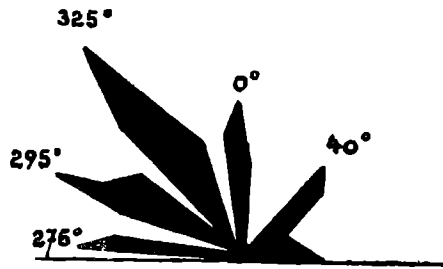


Fig. 10

Oprócz głównego kierunku spękań występują tutaj jeszcze kierunki podobne jak w odsłonce Nr 4 wynoszące: 275° , 295° , 0° i 40° .

Odsłonka Nr 6.

W numerze 6 odsłonki omawiam obszar znajdujący się między punktem wysokościowym 498,5 m a skrzyżowaniem dróg położonym na NE

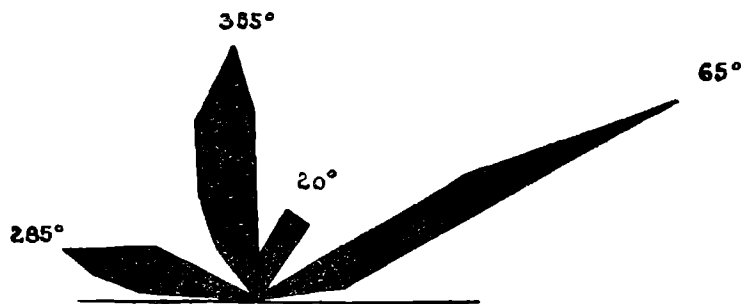


Fig. 11

w odległości 100 m od wspomnianego punktu wysokościowego a skałką (Moltke Fels) położoną w odległości około 250 m na SW od wymienionego skrzyżowania dróg. Z wykresu widać, że zasadniczo w terenie tym panują trzy kierunki spękań (fig. 11). Kierunek N i NE zaznacza się szczególnie wyraźnie, dając często szczeliny o niewyrównanych ścianach. Wspomniane kierunki przecinają się pod kątem 70° . Zapad szczelin zwrócony jest ku N pod kątem około 70° .

Odsłonka Nr 7.

Najciekawszą skałką w tym rejonie jest skałka znajdująca się w odległości 250 m na SW od skrzyżowania dróg mieszczącego się w pobliżu punktu wysokościowego 498,5 m. Skała posiada 20 m wysokości przy szerokości 35 m. Wśród spękań skalnych przeważa kierunek N. (fig. 12).

Oprócz tego kierunku mamy tu jeszcze następujące kierunki spękań wynoszące: 325° , 310° , 280° i 80° . Szczególnie w kierunku NW przebiegają

szczeliny o bardzo równych i gładkich ścianach. Podobnie i tu szczeliny zapadają w kierunkach N pod kątem około 60° .

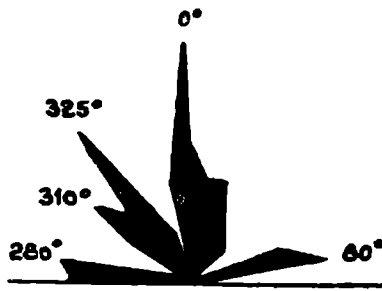


Fig. 12

Odsłonka Nr 14.

Do tego samego naturalnego rejonu spękań skalnych zaliczyć jeszcze należy spękania występujące w skałach położonych na SW w odległości 300 m. od odsłonki Nr 7 (Moltke Fels). Wymienione skałki budują E stoki szczytowej partii Ślęży. W diagramie szczególnie rzuca się w oczy kierunek N, przeważa jednak kierunek NW — 310° . Dyspersja tego kierunku jest duża, przebiega bowiem od 280° — 340° . Oprócz tych dwóch kierunków spękań występuje w tej partii skalnej jeszcze trzeci kierunek NE. Dyspersja tego kierunku wynosi od 45° — 60° . Szczeliny zapadają w kierunku N średnio pod kątem 55° .

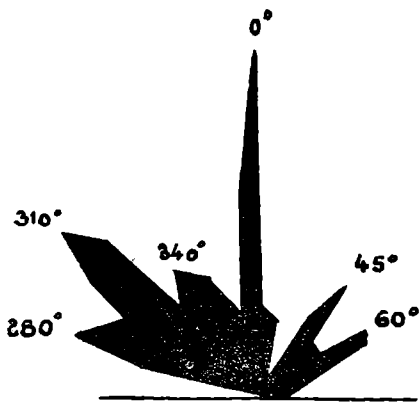


Fig. 13

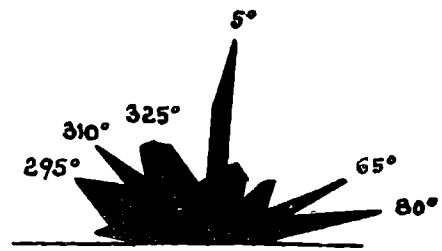


Fig. 14

Opisany rejon charakteryzuje się ogólnie rzecz biorąc trzema zasadniczymi kierunkami spękań a to: 1) spękaniami NW—SE lub zbliżonym do tego kierunku, 2) spękaniami południkowym wykonującym częste znaczne odchylenia tak w kierunku E jak i W i 3) spękaniami w kierunku NE—SW względnie zbliżonym do tego kierunku. Przeciwny kierunek spękań omawianego obszaru widoczny jest na diagramie fig. 14.

Spękania przecinając się tworzą przeważnie kąty mniejsze od 90° (na ogół około 70°). Wyrazistość tych trzech kierunków zmienia się od miejsca do miejsca, przy czym obraz komplikuje się często przez zjawiska słabszej lub silniejszej dyspersji pomierzonych azymutów.

Rejon II.

Odsłodka Nr 13.

Na SW w odległości 220 m od punktu wysokościowego 498,5 m przy skrzyżowaniu dróg znajduje się partia skałek gabbrowych, które ująłem



Fig. 15

pod numerem 13 odsłodka fig. 15. Diagram wykazuje, że w skałach przeważa WNW — (295°) kierunek spękań (fig. 15). Oprócz tego zaznaczają się tu jeszcze trzy inne kierunki, a mianowicie: 310° , 20° i 50° . Szczeliny zapadają w kierunkach N i S. Kąty zapadu są dosyć strome, średnio wynoszą około 70° .

Odsłodka Nr 11.

Pod tym numerem odsłodka rozpatruję pomiary spękań skalnych, sporządzone na skałach położonych po NW stronie drogi prowadzącej od skrzyżowania dróg znajdującego się w odległości 220 m na SW od punktu wysokościowego 498,5 m a skałą (Chamisso — Fels) położoną w odległości 70 m na NE od schroniska na Ślęży. Na wymienionym obszarze szczeliny

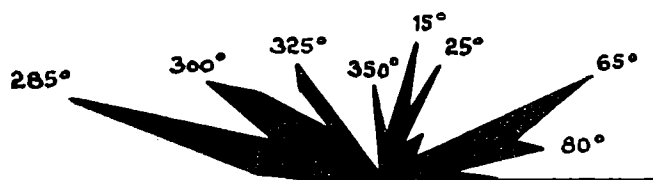


Fig. 16

są częściowo bardzo rozchylone. Około 70% szczelin jest tak rozchylonych, że całość robi wrażenie potężnego rumowiska skalnego. Dyspersja kierunków spękań (częściowo zapewne na skutek rozchylenia) jest bardzo duża. Wyraźnie zaznaczają się tu dwa kierunki 285° i 65° (fig. 16). Kąty zapadu szczelin są przeważnie strome.

Odsłodka Nr 10

Skałki położone po SE stronie drogi wspomnianej przy opisie odsłodka Nr 11 stanowią pod względem spękań skalnych partię nie różniącą się od

odslonki poprzedniej (fig. 17). Głównym kierunkiem spękań jest kierunek NW, natomiast w innych kierunkach dyspersja jest bardzo duża. „Róża

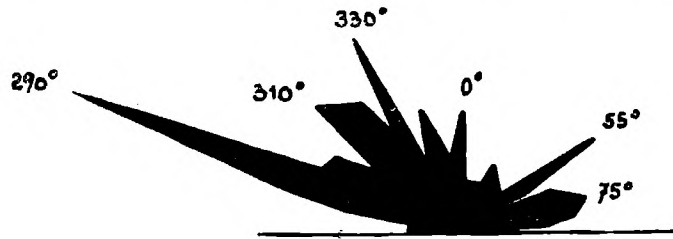


Fig. 17

spękań“ odslonki Nr 10 jest identyczna z „różą spękań“ odslonki Nr 11. Zapad szczelin skierowany jest ku N pod kątem 65° — 75° . W niektó-

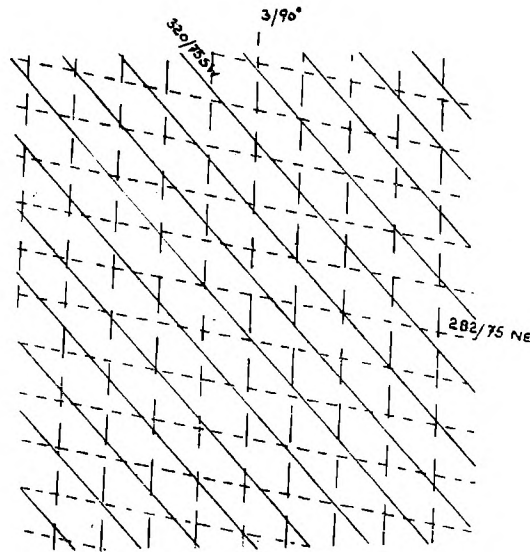


Fig. 18

rych wypadkach obserwować można szczeliny przecinające skały w trzech kierunkach $3^{\circ}/90$, $320^{\circ}/75$ SW i $282^{\circ}/75$ NE tworząc trójkątne względnie nieformne bloki skalne (fig. 18; fig. 19).



Fig. 19

Odsłonka Nr 12.

W odległości 70 m na NE od schroniska znajdującego się na górze Ślęży znajduje się skałka gabrowa (Chamisso Fels) o wymiarach 10 x 35 m



Fig. 20

fig. 20. Na wymienionej skale jak i na skałach położonych w jej okolicy wykonałem szereg pomiarów spękań skalnych, które ująłem pod Nr 12 odsłonki. Podchodząc do skały już z daleka rzuca się w oczy równoległy system szczelin o kierunku $290^{\circ}/60$ NE (fig. 20, 21). Oprócz wymienionego



Fig. 21

kierunku zaznaczają się w skale także i inne kierunki spękań, a mianowicie 310° , 345° , 10° i 80° (fig. 22).

Szczeliny zapadają w kwadrantach N pod różnymi kątami.

Odsłonka Nr 15.

Pomiary spękań skalnych dotyczące szczytowej partii góry Ślęży przydzieliłem do dwóch odsłonek, a mianowicie do odsłonki Nr 15 i 16. W odsłonce Nr 15 uwzględniłem skałki znajdujące się na N od koty 718,0 m. Podczas obserwacji spękań zauważyłem, że w dwóch miejscach

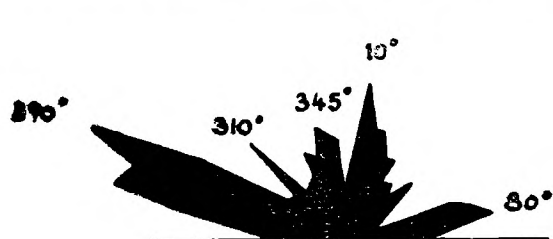


Fig. 22

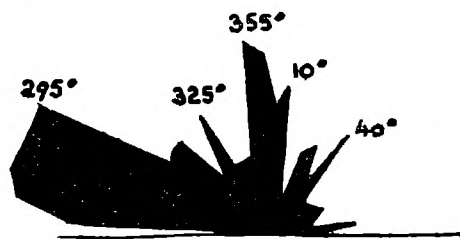


Fig. 23

szczeliny były wypełnione żyłkami kwarcu, z których jedna miąższości 6 cm wykazywała bieg i upad 196/55 NE, druga natomiast 5 cm 307/45 NE fig. 23. „Róża“ wykazuje bardzo ciekawy wachlarz kierunków spękań:



Fig. 24

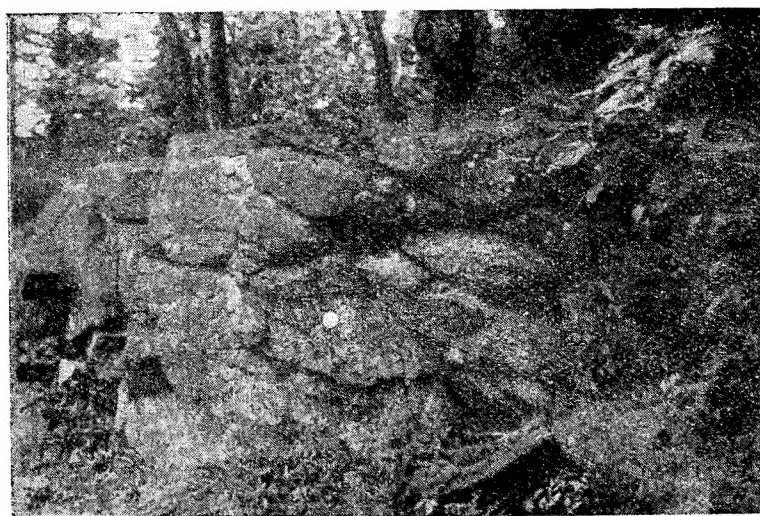


Fig. 25

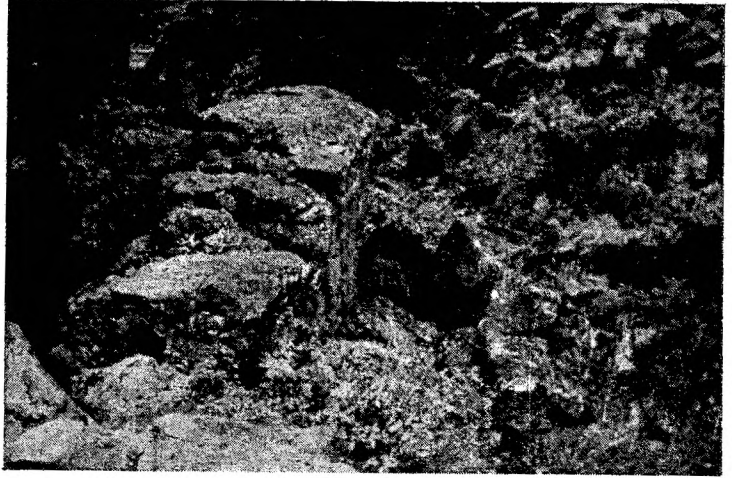


Fig. 26



Fig. 27

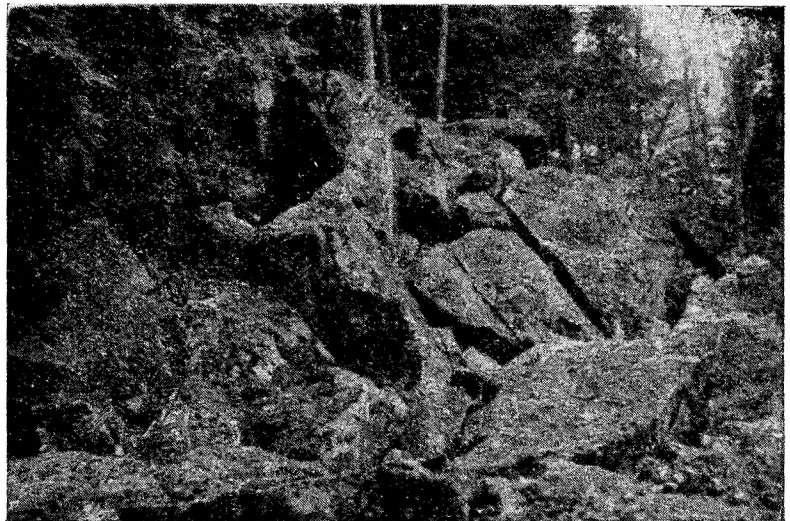


Fig. 28

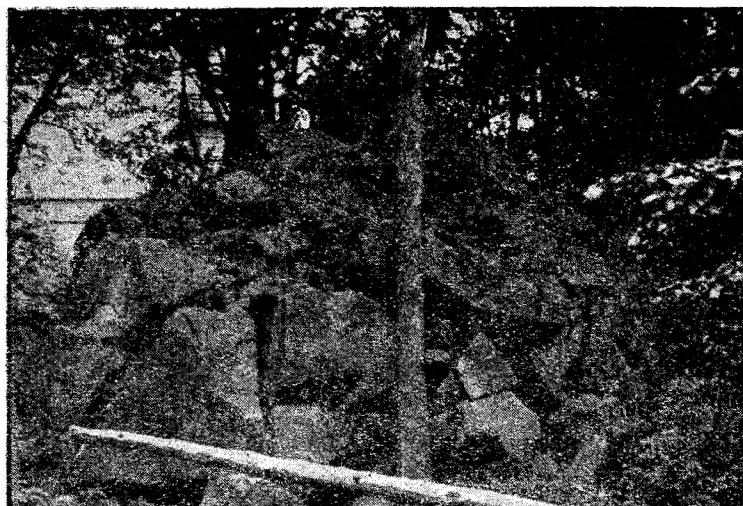


Fig. 29

295°, 325°, 10° i 40°. Wśród spękań przeważa kierunek 295° (fig. 23). Szczeliny przecinające się pod różnymi kątami tworzą bryły o bardzo ciekawych kształtach (fig. 24, 25, 26, 27, 28 i 29).

Odsłonka Nr 16.

Spękania skalne występujące w skałach położonych po S stronie koty 718.0 m wykazują podobny układ jak w odsłonce Nr 15.

Głównym kierunkiem spękań jest kierunek WNW wynoszący 285°/65 NE. Dyspersja kierunku NE jest bardzo duża. Upad szczelin jest stromy i przeważa w kierunku ch N (fig. 30).

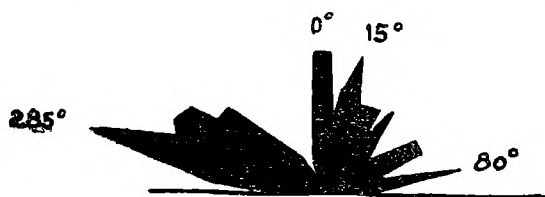


Fig. 30



Fig. 31

Odsłonka Nr 17.

W odległości około 600 m na SW od koty 718,0 m znajduje się punkt wysokościowy 662,1 m (Gr. Riessener). Na zboczach wymienionej góry znajdują się skałki gabbrowe o bardzo grubym ziarnie. Szczytową partię tej góry buduje skała wielkości 20 x 40 m. Wśród szczelin wyróżniamy szczeliny o kierunku 285°, 355°, 5° i 60°. (fig. 31). Szczeliny 285° i 60° przecinają się pod kątem 135°. Prawie wszystkie szczeliny zapadają w kierunku N pod kątem około 70°.

W skład drugiego rejonu wchodzi odsłonki Nr: 10, 11, 12, 13, 15, 16 i 17. W całym rejonie występują trzy główne kierunki, a mianowicie 290°, 0° i 60°. Kierunek WNW wynoszący 290°/65 NE jest kierunkiem dominującym.

cym w tym rejonie (fig. 32). Według schematu Cloosa zastosowanego do granitu Sobótki szczeliny należące do tego kierunku są szczelinami „Q”. Cloos uważa, że mineralizacja nastąpić może jedynie w szczelinach

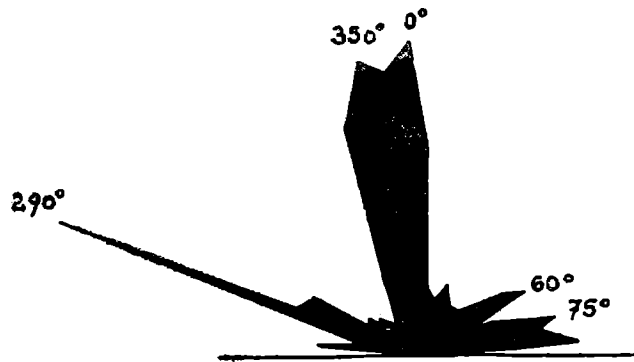


Fig. 32

„Q”, które są rozchylone. Obserwując spękania masywu gabrowego Sobótki znalazłem tylko w jednym miejscu dwie żyłki kwarcowe, świadczące o mineralizacji. Mineralizacja nastąpiła rzeczywiście w Cloosowskich szczelinach „Q”.

Rejon III

Odsłodka Nr 18.

W odległości 300 m na S od punktu wysokościowego 632,1 m znajduje się partia skałek gabrowych (Hängesteine). Wymienione skałki włączyłem do następnego III rejonu, ponieważ dominującym kierunkiem spękań w tym rejonie jest kierunek N. Z diagramu wynika, że na wymienionym terenie występują trzy główne kierunki spękań: 295°, 0° i 75°. Wspomniane kierunki przecinają się pod kątem 70° (fig. 33).



Fig. 33

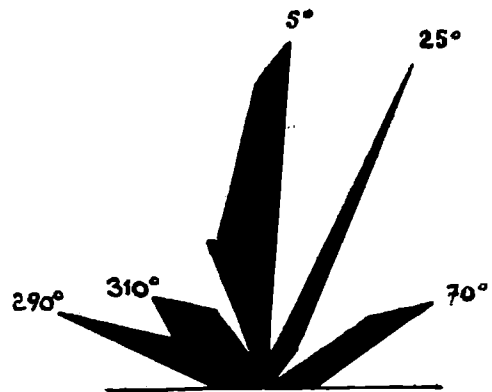


Fig. 34

Odsłodka Nr 19.

Spękania skalne występujące w skałach gabrowych znajdujących się na punkcie wysokościowym 552,6 m (Palmen Stein) ująłem w trzy odsłonki. Odsłodka Nr 19 obejmuje spękania skalne zachodniego zbocza wymienio-

nego wzniesienia. W omawianej partii skalnej N kierunek spękań jest kierunkiem dominującym, natomiast mniejszą rolę odgrywają kierunki 290° , 310° , 25° i 70° . (fig. 34). Przy pomiarach uwzględniane były przeważnie tylko szczeliny strome, natomiast szczelin płaskich („L“ — C l o o s a) nie uwzględnilem, ponieważ są one zamknięte wyżejległymi blokami skalnymi. W takich warunkach pomiar szczelin jest niemożliwy. Kliważe wykazują zapad w kierunkach N i S względnie W.

O d s ł o n k a N r 20.

Pod numerem 20 odsłonki objąłem S część skałek położonych na wzniesieniu 525,6 m (Palmen Stein). Wymienione skałki posiadają podobny diagram do odsłonki Nr 19 fig. 34. Wykres wykazuje cztery kierunki spękań, z których kierunek N jest kierunkiem dominującym. Pozostałe kierunki

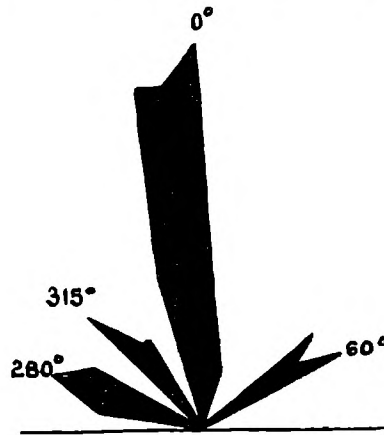


Fig. 35

wynoszą 280° , 315° i 60° . Zapad szczelin jest stosunkowo stromy z przewagą w kierunkach N względnie W.

O d s ł o n k a N r 21.

Na szczycie wzniesienia 525,6 m (Palmen Steine) znajduje się skałka gąbrowa, kształtem przypominająca sześcian, o wymiarach $4 \times 4 \times 5$ m (fig. 36).

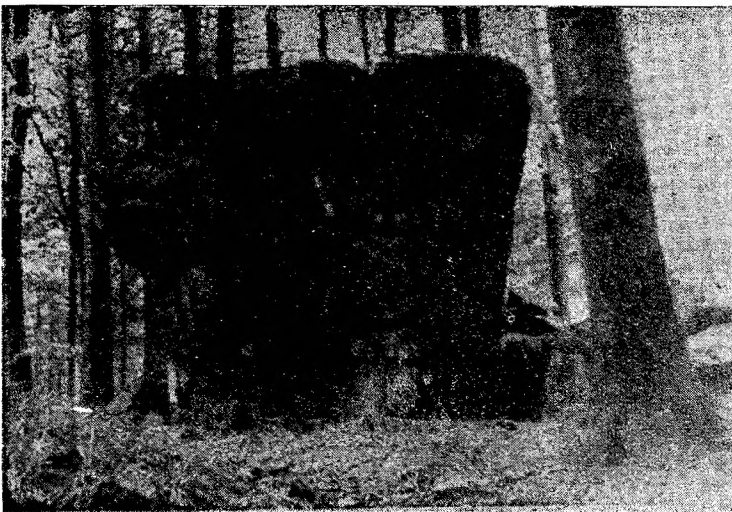
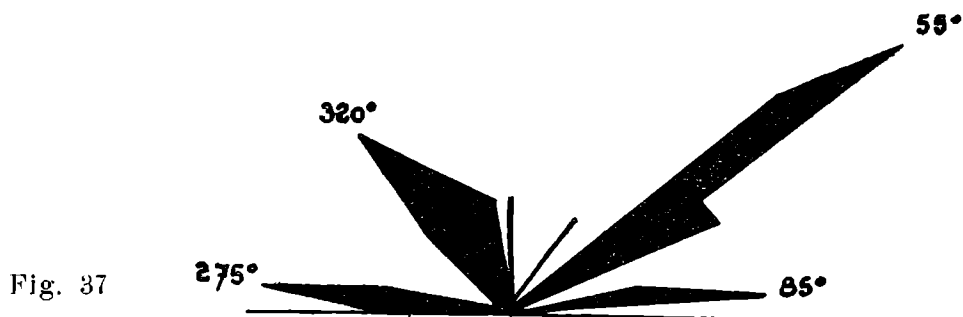


Fig. 36

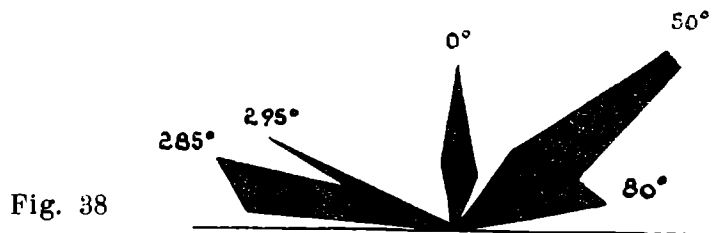
Spękania wymienionej skałki omawiam pod osobnym numerem odsłonki. Z wykresu wnioskujemy o istnieniu czterech kierunków spękań wynoszących 275° , 320° , 55° i 85° (fig. 37). Kierunek NE — 55° : jest kierunkiem



głównym. Pod kątem prostym do kierunku 55° przebiega kierunek 320° . Pozostałe dwa kierunki 275° i 85° zapadają ku N. Upad szczelin jest stromy, około 85° w kierunku N i S.

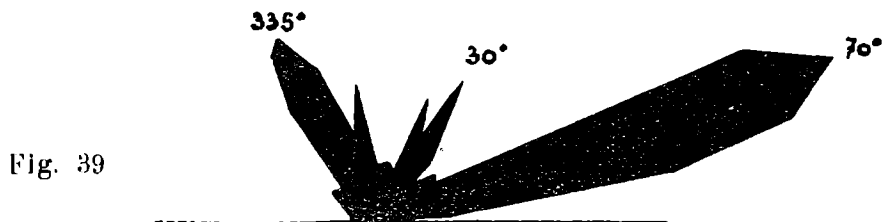
Odsłonka Nr 22.

W odległości 450 m na SE od punktu wysokościowego, 525,6 m. (Palmen Stein) znajduje się partia skałek gabrowych (Zappen Stein). W opisywanym terenie spękania układają się w trzech kierunkach 390° , 0° i 50° .



Upad szczelin jest stromy, zwrócony przeważnie w kierunkach ku N. (fig. 38).

Odsłonki Nr 18, 19, 20 połączyłem w jeden rejon. Główny kierunek spękań jest kierunkiem N. Prócz głównego N kierunku spękań na terenie całego rejonu występują jeszcze dwa dalsze kierunki spękań, a mianowicie



kie kierunek ENE do NE (fig. 39). Porównując spękania rejonu III-go z II-gim widzimy, że różnice między wykresami jednego i drugiego rejonu występują przede wszystkim w obecności kierunku N, natomiast kierunki WNW — 290° i ENE — 75° występują w obu rejonach.

W rejonie tym znajdują się dwie odsłonki Nr 20 i 21, w których wachlarz spękań układa się nieco inaczej, mianowicie na plan pierwszy występuje kierunek NE. Kierunek NW względnie WNW jest silnie reprezentowany, natomiast kierunek N zaznacza się słabo lub niemal zupełnie zanika. Odsłonek tych niesposób wydzielić jako osobny rejon z tego względu, że występują one w najbliższym sąsiedztwie skałek, których „róża spękań” nosi cechy regionu III. Przykład opisany występuje jasno, że przeprowadzony podział gabra na regiony, różniący się układem wachlarza spękań ma znaczenie generalne, dopuszcza jednak lokalne odchylenia, zależne od bliżej nieuchwytnych warunków.

Spękania skalne występujące w granicie

Odsłonka Nr 25.

Obserwacje spękań skalnych w granicie rozpocząłem od wrzynki mieszczącej się w drodze położonej w odległości 200 m na NE od punktu wysokościowego 525,6 m (Palmen Stein). W diagram połączyłem pomiary uzyskane na ścianach trzech małych łomików granitu, budujących wspomnianą wrzynkę drogi. W łomikach odsłaniają się równe powierzchnie ścian dochodzące czasem do 15 m² wielkości. Wymienione ściany zwrócone są ku S. Skała budująca łomiki jest gruboziarnista silnie zwietrzała miejscami trafiają się cienkie żyłki pegmatytu wielkości od 2—5 cm. Bieg i upad żyłek pegmatytowych wynosi 174/65 NE i 117/65 NE. Z wykresu widać, że głównym kierunkiem spękań w omawianym granicie jest kieru-

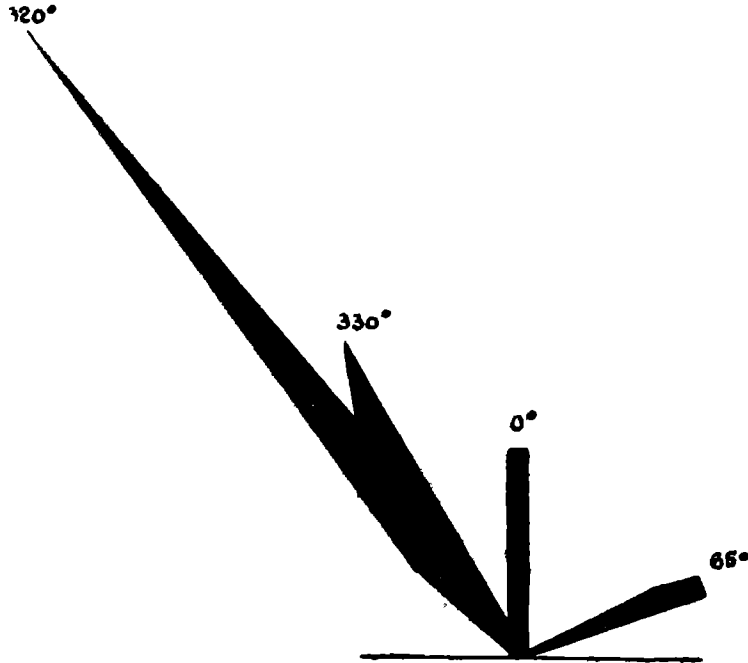


Fig. 40

nek sudecki NW — 320°. (fig. 40). Poza tym na wykresie uwidaczniają się dalsze dwa kierunki wynoszące 0° i 65°. Zapad szczelin jest stosunkowo stromy i wynosi średnio do 80° w kierunkach N i S. Szczeliny głównego kierunku NW zapadają stromo ku NE.

PROCENTOWY WYKAZ POMIARÓW SPEKAŃ SKALNYCH WYKONANYCH W GABRZE

Azymut	Rejon I	Rejon II	Rejon III	Azymut
0	5,6	7,97	7,51	0
5	2,17	2,3	5,75	5
10	2,25	2,43	1,78	10
15	1,36	2,04	1,8	15
20	1,76	2,21	0,91	20
25	1,89	1,57	2,21	25
30	1,16	2,02	0,71	30
35	1,71	1,08	0,5	35
40	1,89	1,87	1,5	40
45	2,37	1,83	1,6	45
50	2,0	2,41	2,6	50
55	1,54	2,01	2,9	55
60	2,02	2,30	3,5	60
65	3,55	2,83	2,2	65
70	2,43	2,26	2,5	70
75	1,49	2,20	4,4	75
80	4,99	2,07	3,05	80
85	1,62	2,08	3,35	85
90	3,12	1,37	1,0	90
270	2,62	1,39	1,08	270
275	3,36	3,19	1,31	275
280	2,89	4,93	2,55	280
285	3,49	6,77	1,4	285
290	3,63	6,76	6,80	290
295	4,38	6,04	3,1	295
300	3,76	3,55	2,91	300
305	2,63	3,39	2,02	305
310	4,26	3,36	2,6	310
315	2,48	2,1	1,21	315
320	2,70	2,54	1,38	320
325	4,12	1,83	2,38	325
330	3,13	2,58	1,5	330
335	3,46	1,84	1,21	335
340	1,6	1,72	2,15	340
345	2,05	2,24	4,68	345
350	2,02	1,16	5,45	350
355	3,06	2,95	5,23	355
Ilość pomiarów	1356	2430	1398	Ilość pomiarów

Odsłodka Nr 26.

Opuszczony łom granitu znajdujący się w odległości 150 m na SW od schroniska dolnego w Sobótce leżącego na przełęczy między górą Kościuszki i Anielską ujął pod kolejny 26 numer odsłodka. Wymiary omawianego łomu wynoszą 100×15 m. W łomie zaznacza się wyraźnie spękanie ciosu pokładowego. Fig. 41 przedstawia spękania ciosu pokładowego znajdujące się na N części omawianego łomu.

Pomiar szczelin ciosu pokładowego wynosi 160/20 SW. Pozostałe kierunki spękań pokrywają się całkowicie z kierunkami występującymi w kwarcach (fig. 44). Główny kierunek NW wynosi 340° i jest prostopadły



Fig. 41

do kierunku NE wynoszącego 65° (fig. 42). Ponieważ łom ustawiony jest w kierunku N—S, przy pomiarach uchwyciłem największą ilość spękań w kierunku NW. Szczeliny kierunku NE są strome ich zapad wynosi przeważnie 90° .

Odsłodka Nr 31.

Przy dworcu kolejowym w Strzeblowie znajduje się skaolinizowany granit, eksploatowany obecnie przez Państwowe Zakłady Skalenia w Strzeblowie. Wielkość wyżej omawianego wyrobiska wynosi $400 \times 80 \times 300$ m. Szczeliny występujące na terenie całego wyrobiska są bardzo równe i kliważe zapadają w kierunku E pod kątem 75° — 90° . Wielka ilość pomiarów spękań skalnych przy procentowym przeliczeniu uwidoczniała tylko główne kierunki, a mianowicie 335° i 70° (fig. 43).

Wymienione kierunki nie przecinają się pod kątem 90° , który to kąt podaje C l o o s w swoim schemacie, lecz pod kątem mniejszym, wynoszącym 75° . Natężenie spękań w kierunku N jest takie samo jak w kierunku NE. Spękanie NW odpowiada w schemacie C l o o s a spękaniami „Q”, natomiast NE spękaniami „S”. Wzdłuż szczelin „Q” w kierunku $350/90$, $355/75$ NE i $175/85$ NE występuje miejscami mineralizacja. Kryształki kwarcu dochodzą do 5 cm wielkości.

Odsłodka Nr 32.

Pod numerem 32 odsłodka analizuję pomiary spękań skalnych wykonane w Państwowym Łomie Granitu Nr 33 w Strzeblowie. Granit czyn-

nego wyrobiska Państwowego Łomu Nr 33 jest drobnoziarnisty i zawiera biotyt. W skale brak muskowitu. Pod względem spękań wykres wykazuje zmienność w kierunkach. Kierunek 335° jest prostopadły do głównego NE kierunku spękań wynoszącego 70° . Między głównymi kierunkami spękań



Fig. 42

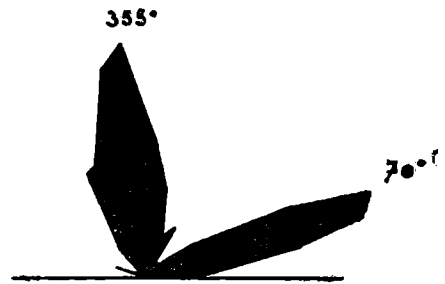


Fig. 43

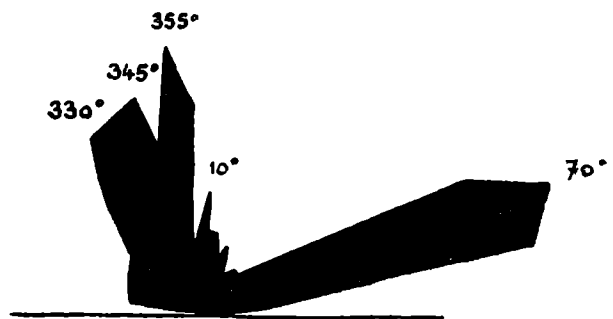


Fig. 44

istnieje szereg kierunków ubocznych, z których najważniejszy kierunek wynosi 30° . Kliważe wykazują zapad w kierunkach północnych pod kątem około 70° (fig. 44).

NW kierunek spękań skalnych w granicy wykazuje dużą zmienność wynoszącą od 320° — 355° . Prostopadle do tego kierunku zwrócony jest kierunek NE wynoszący 65° — 70° . Już przy opisach poszczególnych odsłonek wspomniałem, że NW kierunek spękań odpowiada według schematu Cloosa spękanom „Q“, natomiast kierunek NE spękanom „S“. Mineralizacja nastąpiła wyłącznie tylko wzdłuż szczelin „Q“. Cloos uważa, że szczeliny „Q“ przebiegają równoległe do nacisku i dlatego są one zawsze rozchylone. Obecność kryształów kwarcu w wymienionych szczelinach jest przeto usprawiedliwiona.

Spękania skalne występujące w żyłce kwarcu
Odsłodka Nr 24.

Badania nad spękaniami skalnymi występującymi w żyłce kwarcowej przebiegającej przez „Białe krowy“, rozpocząłem od łomu kwarcu położonego w obrębie wzgórz tej samej nazwy. Wielkość pierwszego łomu, wysuniętego bardziej na NW, wynosi 15×60 m. Kwarc występujący w omawianym łomie jest kwarcem mlecznym, bardzo silnie spękanym. Pła-

szczyzny spękań są przeważnie mniejsze od 1 m². Główny kierunek spękań jest NW i wynosi 350°. Drugi kierunek NE — wynoszący 70° jest kierunkiem prawie prostopadłym do kierunku NW. Szczeliny są równe, a zapad ich zwrócony jest ku N pod kątem 70° (fig. 45).

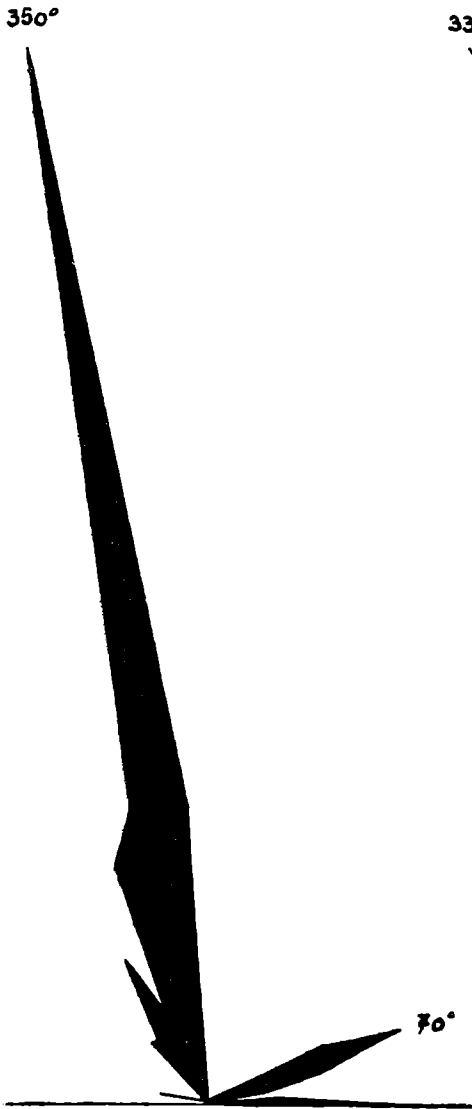


Fig. 45

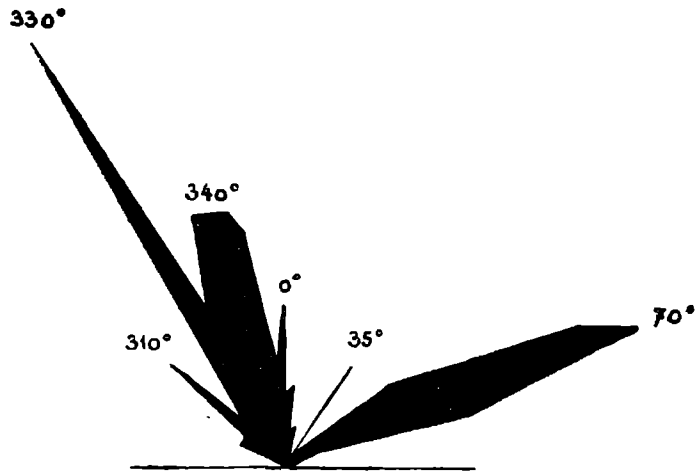


Fig. 46

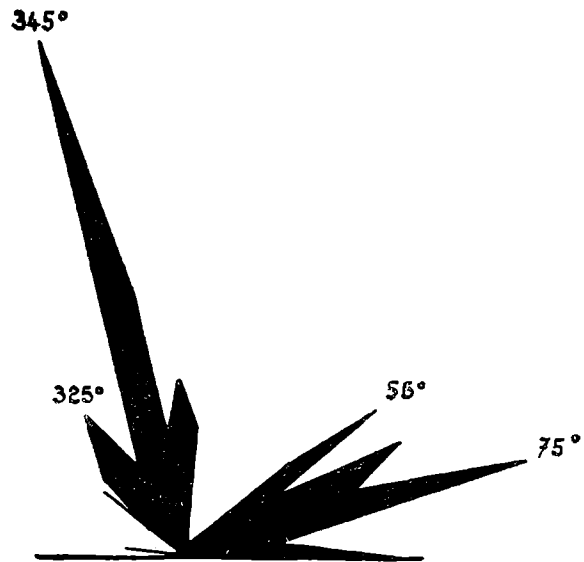


Fig. 47

Odsłodka Nr 23.

Łom kwarcu znajdujący się w odległości 200 m na SE od punktu Nr 24 omawiam pod 23 numerem odsłodka. Kwarc posiada ten sam charakter co w odsłonce Nr 24, ponieważ należy on do tej samej żyły. Wielkość łomiku wynosi 10×30 m. Wśród spękań wyraźnie zaznacza się kierunek sudecki NW — 330°. Prostopadle do niego przebiega kierunek NE wynoszący 70°. Dyspersja kierunków jest bardzo duża, ponieważ prócz wymienionego kierunku występują jeszcze kierunki wynoszące 310°, 340°, 0° i 35° (fig. 46). Prawie wszystkie szczeliny zapadają stromo pod kątem około 75° w kwadrantach północnych.

Odsłodka Nr 33.

W odległości 500 m w kierunku SE od odsłodka Nr 23. znajduje się skałka, na której pomierzyłem dalsze spękania skalne dotyczące omawianej żyły kwarcowej. Także i tutaj występują dwa główne kierunki spękań, a mianowicie kierunek NW i NE. Kierunek NW wynosi 345° (fig. 47). Dyspersja kierunku NE jest stosunkowo duża i wynosi od 55° — 75° . Szczeliny zapadają stromo pod kątem około 75° w kierunkach północnych.

Porównując spękania skalne występujące w skałkach kwarcowych w pierwszym rzędzie rzuca się w oczy ich prostopadłość kierunków NW i NE. Dyspersja kierunków NW i NE jest duża, lecz kierunki te interpretować można w ramach schematu Cloosa (spękania „Q” i „S”).

Spękania skalne występujące w serpentynitach

Odsłodka Nr 27.

Obserwacje spękań skalnych w serpentynitach rozpocząłem od kopalni magnezytu w Sobótce. Pomiarów wykonano były częściowo w kopalni na głębokości 60 m, „Róża spękań” wykazuje bardzo dużą dyspersję kierunków, przebiegającą od 80° — 300° (fig. 48). Przystępując do analizy

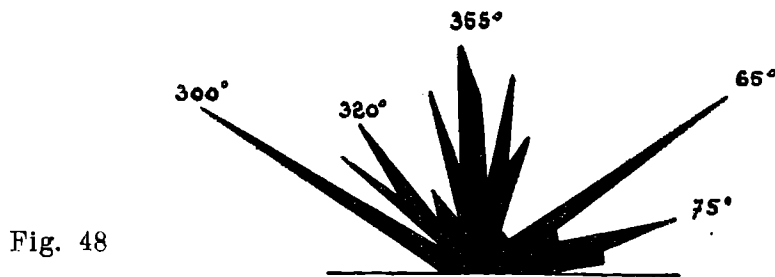


Fig. 48

kierunków spękań w odsłonce nie można na miejscu natychmiast wyznaczyć głównych kierunków spękań. Wymienione kierunki otrzymuje się dopiero przy sporządzeniu wykresu. Jeżeli chodzi o zapad szczelin, to trudno tutaj mówić o jakiegokolwiek regularności, bowiem szczeliny zapadają w różnych kierunkach i pod różnymi kątami.

Odsłodka Nr 29.

W odległości 1000 m na SW od miejscowości Karolin znajduje się łomik serpentynitu, którego zarys jest owalny, a średnica tego owalu wynosi około 15 m. Obserwacja spękań skalnych nastąpiła na ściankach o bardzo różnej wielkości. Z diagramu wnioskuję o istnieniu trzech głównych kierunków spękań wynoszących 310° , 335° i 30° . Charakterystyczną cechą kłważy w serpentynitach jest duża zmienność ich kierunków. Zaznacza się to także przy omawianej odsłonce, ponieważ prócz wymienionych kierunków istnieje jeszcze cały szereg innych kierunków (fig. 49).

Odsłodka Nr 30.

Łomy serpentynitu, znajdujące się na wzgórzu 316.0 m w Nasławicach, połączyłem w jeden numer odsłodka. We wszystkich łomach zaznacza się

bezładność w kierunkach spękań (fig. 50). Drobnych spękań wielkości poniżej 1 m² jest bardzo dużo. Gładkie, równe powierzchnie skalne należą w tych łomach do rzadkości. Wśród bardzo różnych kierunków spękań na

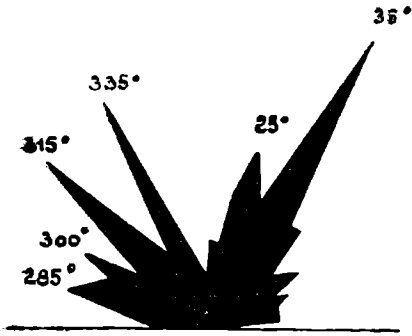


Fig. 49

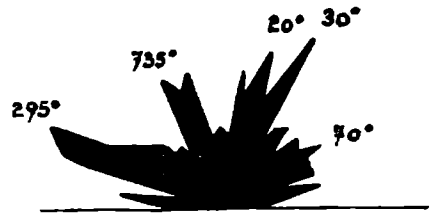


Fig. 50

wykresie zaznacza się kierunek NE wynoszący 30° i NW wynoszący 295°. Szczeliny wspomnianych kierunków zapadają w kwadrantach północnych pod różnymi kątami.

Odsłonka Nr 28.

W odległości 300 m na NE od punktu wysokościowego 316.0 m położonego na S od miejscowości Księgnice Małe znajduje się łom serpentynitu wielkości 80×40×5 m. Serpentynit budujący omawiany łom jest skałą ciemną, stosunkowo nie zwiertzałą. W łomie szczeliny układają się w dwóch głównych kierunkach, a mianowicie w kierunku NE — 60° oraz w kierunku prawie południkowym wynoszącym 355°. Oprócz wymienionych kierunków zaznacza się w łomie jeszcze cały szereg innych kierunków (fig. 51).

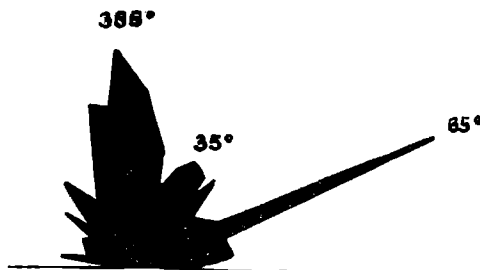


Fig. 51

Omawiając spękania skalne występujące w serpentynitach zwrócić należy uwagę na brak kierunków uprzywilejowanych. Pod tym względem jest serpentynit na omawianym obszarze skałą wyjątkową, tym bardziej, że kierunek upadu i kąt nachylenia spękań jest także bardzo zmienny.

7. Zestawienie sumaryczne

Praca moja obejmuje pomiary spękań skalnych na terenie masywu gabrowego Sobótki i jego najbliższego otoczenia. Pomiarami spękań skalnych objąłem amfibolity, gabbro, granit i serpentynity. W amfibolitach

główne kierunki spękań przecinają się pod kątem 90° . Powierzchnie spękań w większości wypadków nie przekraczają wielkości 1 m^2 , są natomiast idealnie równe, miejscami wygładzone (fig. 52). Szczeliny występujące

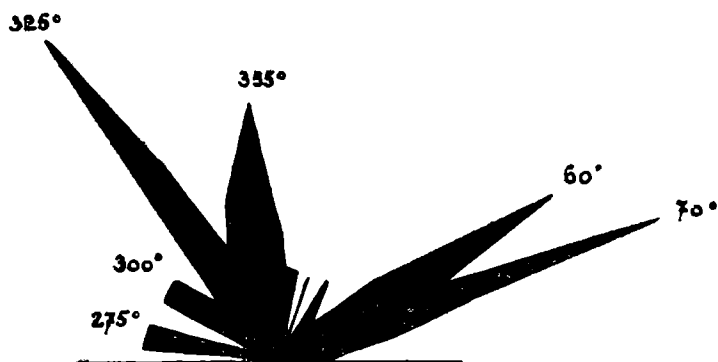


Fig. 52

w amfibolitach zapadają przeważnie stromo w kierunkach południowych.

Zaznaczająca się w diagramie prostopadłość kierunków spękań występuje także na terenie granitu Sobótki. Kierunek NE wynoszący 70° jest prostopadły do kierunku NW, wynoszącego 330° — 355° (fig. 53). Szczeliny występujące w granitach zapadają przeważnie stromo pod kątem zbliżonym do 90° . Miejscami w szczelinach o kierunku NW występuje mineralizacja, podobnie wszystkie utwory żyłowe (pegmatyty i aplity) występujące w granitach przyjmują ten sam kierunek.

Spękania skalne pomierzone w żyłach kwarcowej o kierunku NW — SE, przebiegającej na E od miejscowości Sady odpowiadają spękanom występującym w granicie. Dominującym kierunkiem spękań skalnych w żyłach kwarcowej jest kierunek NW, czyli kierunek równoległy do sudeckiej dyslokacji brzeżnej.

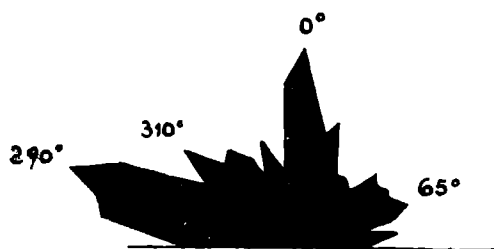


Fig. 53

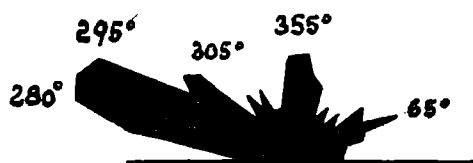


Fig. 54

Odmienny charakter od powyżej omówionych spękań zaobserwowanych w amfibolicie i granicie posiadają spękania występujące w gabrze. Z wykresu poniżej załączonego wynika, że na terenie masywu gabrowego Sobótki dyspersja kierunków spękań jest bardzo duża. Zasadniczo panują w tych skałach trzy główne kierunki spękań wynoszące 290° , 0° i 65° . Wymienione kierunki przecinają się pod kątem około 70° (fig. 54). Kierunek NW występujący w gabrze odchyła się od kierunku NW występującego w granicie i amfibolicie o 30° — 35° w kierunku S. Szczeliny na terenie gabra posiadają bardzo duże powierzchnie osiągające miejscami wielkość 10 m^2 . Zapad szczelin w większości wypadków skierowany jest w kwadrantach N pod kątem 70° — 90° .

Ze spękań skalnych występujących w serpentynitach trudno wydzielić jakikolwiek główny kierunek spękań. Dyspersja kierunków jest tak duża, że wykres sumaryczny wykazuje we wszystkich azymutach mniej więcej zbliżony procent ilości spękań skalnych (patrz fig. 55 oraz pro-

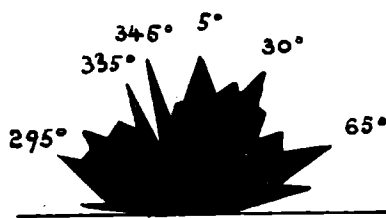


Fig. 55

centowe zestawienie pomiarów spękań skalnych występujących w serpentynitach). Szczeliny występujące w serpentynitach są bardzo nierówne. Odsłaniające się powierzchnie skalne w przeważającej ilości nie przekraczają wielkości 1 m². Należy zaznaczyć, że analogicznie do kierunków spękań występujących w serpentynitach, szczeliny wykazują bardzo dużą zmienność w kierunkach i kątach zapadu.

8. Wnioski

Z opisu powyższego wynika w pierwszym rzędzie, że spękania zaobserwowane w granitach młodowaryscyjskich, otaczających masyw Sobótki od W, stosują się dobrze do klasycznego systemu C l o s a. Spośród spękań stromych wybijają się na plan pierwszy szczeliny „S“ (70°). Ilościowo rzecz biorąc miejsce drugie zajmują szczeliny „Q“, występujące w azymutach 330°—355°. Analogiczne kierunki obserwujemy w żyłce kwarcowej „Białych krów“ z tą różnicą, że w skale tej młodszej od granitów system szczelin „Q“ przeważa nad systemem szczelin „S“. Oba te systemy spękań stromych przecinają się pod kątem mniej więcej prostopadłym podobnie jak w granitach. Przewaga systemu „S“ w granitach wskazywałaby, że w okresie formowania się spękań skalnych w tej skale stress kompresyjny przeważał nad dylatacyjnym (tensile stress). Przeciwnie układają się stosunki w żyłce kwarcowej, która wypełnia szczelinę dylatacyjną. Tutaj stress rozciągający (tensile stress) był napięciem w skale dominującym. Przechodząc z kolei do amfibolitów, których sumaryczny diagram podobny jest do diagramów wyżej opisanych granitów należy zaznaczyć, że spękania w kierunku 325° i 355° odpowiadają spękanom systemu S dla granitu używając klasycznej nomenklatury C l o s a. Natomiast spękania położone w kwadrancie NE a kulminujące ilościowo w azymutach 60° i 70° wiążą się ściśle z kierunkiem spękań „Q“ przyległych skał granitowych. Z porównania tego wnioskuję, że spękanie amfibolitów łączy się z rozwojem tektonicznym masywu granitowego Strzegom — Sobótka, tak co do wieku jak i kierunku sił działających. W ujęciu tym nasuwa się pytanie, dlaczego amfibolit nie zachował śladów starszej tektoniki (przedgranitowej) co tym bardziej byłoby usprawiedliwione, że skała ta jest niewątpliwie od granitów starsza. Brak śladów starszej tektoniki w amfibolitach można moim zdaniem wytłumaczyć w sposób prosty faktem, że mamy tu do czynienia ze

PROCENTOWE ZESTAWIENIE POMIARÓW SPEKAŃ SKALNYCH WYSTĘPUJĄCYCH
W SKAŁACH MASYWU SOBÓTKI

Azymut	R o d z a j s k a ł y				Azymut
	amfibolit	gabro	serpentynit	granit	
0	2,88	4,508	2,87	4,392	0
5	1,92	2,530	3,45	1,564	5
10	1,92	2,760	3,08	2,553	10
15	1,92	2,093	2,59	1,702	15
20	1,92	1,748	3,29	1,794	20
25	—	1,978	3,01	1,242	25
30	0,96	1,817	3,71	1,633	30
35	5,76	1,518	2,87	1,065	35
40	0,96	1,840	2,73	1,713	40
45	0,96	2,231	2,24	0,575	45
50	2,88	2,162	—	1,081	50
55	0,96	2,038	2,52	1,219	55
60	6,72	2 093	2,51	2,484	60
65	3,84	2,737	3,57	6,095	65
70	8,54	2,162	2,52	8,487	70
75	2,88	1,909	2,17	7,498	75
80	0,96	2,668	2,45	7,820	80
85	0,96	1,541	1,89	1,988	85
90	—	1,152	1,19	0,782	90
270	1,92	1,863	7,01	0,414	270
275	2,88	3,266	2,10	0,782	275
280	—	4,301	0,98	1,697	280
285	2,88	4,531	1,54	0,920	285
290	1,92	5,106	2,45	1,495	290
295	—	4,370	3,08	0,621	295
300	2,88	3,475	2,52	1,219	300
305	2,88	2,829	2,52	0,736	305
310	2,88	3,427	2,73	1,518	310
315	1,92	2,691	2,45	1,196	315
320	—	2,622	2,52	2,484	320
325	8,54	2,944	2,59	3,174	325
330	—	2,162	1,96	4,301	330
335	5,76	1,702	3,22	4,508	335
340	1,92	2,955	1,54	4,715	340
345	3,84	2,185	3,43	4,876	345
350	0,96	1,863	2,10	3,946	350
355	5,76	3,814	3,15	5,980	355
Ilość pomiarów	104	4633	1315	4327	Ilość pomiarów

PROCENTOWY WYKAZ POMIARÓW

Azymut	N u m e r																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
0	3	5,0	—	—	4,40	5,85	6,72	—	10,0	2,8	1,4	1,89	2,4	8,50	4,88	3,84	3,6
5	3	2,5	—	2,6	2,42	1,95	3,36	2,4	—	1,2	2,1	2,31	1,6	2,04	3,10	1,60	4,2
10	—	2,5	2,1	2,6	1,10	—	3,99	2,4	3,3	—	2,1	4,20	3,2	2,38	3,32	2,72	1,5
15	—	—	—	2,6	0,88	1,95	3,78	—	—	0,4	3,5	3,36	2,4	0,34	1,54	3,20	—
20	3	—	3,1	2,6	0,44	2,60	2,94	2,4	—	1,2	2,1	3,36	4,8	1,36	0,66	2,56	0,9
25	—	—	—	—	0,88	0,65	2,10	6,0	3,3	2,0	3,5	2,94	—	0,34	1,98	—	0,6
30	—	—	3,1	—	0,88	0,65	2,52	—	3,3	2,4	2,1	2,73	0,8	0,78	2,66	3,20	0,3
35	3	7,5	6,2	—	1,10	3,25	3,89	2,4	—	1,6	1,4	1,47	—	2,04	1,76	2,08	0,3
40	—	—	3,1	2,6	0,88	1,30	2,31	2,4	—	1,2	2,1	1,89	1,6	3,74	3,32	2,72	0,3
45	—	—	3,1	2,6	3,30	1,30	1,68	2,4	3,3	1,6	1,4	1,26	3,6	2,04	0,66	2,24	2,1
50	—	—	9,3	—	1,76	1,30	1,68	4,3	3,3	1,2	0,7	2,31	6,4	1,70	1,32	2,24	2,7
55	3	—	—	—	2,42	1,95	2,31	2,4	—	4,0	1,4	1,26	0,8	1,70	0,66	2,40	3,6
60	9	5,0	6,2	—	1,32	6,50	0,63	2,4	—	1,6	2,1	1,47	1,6	3,28	0,66	2,88	6,0
65	—	10,0	—	—	1,10	12,25	2,73	2,4	3,3	2,4	6,3	0,63	2,4	3,06	1,32	2,88	3,9
70	21	—	6,2	—	1,10	3,25	2,73	8,6	—	3,6	1,4	2,10	1,6	1,36	1,32	1,92	3,6
75	—	—	—	—	0,88	2,60	1,89	4,3	—	2,8	3,5	3,36	0,8	0,78	1,54	1,92	1,5
80	—	5,0	3,1	10,2	1,98	2,60	4,20	8,6	6,6	1,2	4,2	3,57	0,8	0,78	1,54	3,20	—
85	—	2,5	—	2,6	1,32	1,30	2,10	—	3,3	2,4	2,1	2,52	1,6	0,78	2,44	0,80	2,7
90	—	2,5	3,1	10,2	1,76	1,30	0,63	4,3	—	0,8	2,8	1,05	0,8	0,78	1,76	0,64	1,8
270	—	2,5	3,1	5,1	1,76	0,65	2,94	4,3	3,3	—	—	2,31	2,4	0,34	1,98	1,28	1,8
275	—	2,5	6,2	10,2	4,62	2,60	2,94	2,4	—	1,6	3,5	4,20	2,4	0,78	5,28	3,04	2,4
280	—	—	—	—	3,08	3,90	3,99	4,3	3,3	3,2	2,8	6,30	6,4	1,70	6,16	4,16	4,5
285	—	5,0	3,1	7,6	5,94	5,20	2,31	—	—	6,0	9,1	6,09	3,2	3,06	6,82	6,88	9,3
290	—	2,5	3,1	7,6	3,52	1,30	2,73	—	6,6	8,4	3,5	7,35	8,8	5,10	6,38	4,48	8,4
295	—	—	—	10,2	3,96	3,25	2,68	2,4	3,3	4,0	3,5	4,41	12,8	4,42	6,82	4,48	6,3
300	6	—	3,1	—	3,96	2,60	3,78	4,3	6,6	4,0	5,6	1,68	0,8	4,08	3,10	4,32	5,4
305	3	2,5	3,1	—	3,08	1,95	1,68	—	6,6	2,8	4,2	1,47	4,8	5,10	3,54	3,68	3,3
310	6	—	3,1	5,1	3,52	1,30	3,78	2,4	6,6	5,2	1,4	3,15	3,2	7,14	3,54	2,56	4,5
315	—	2,5	3,1	2,6	5,06	1,30	2,31	—	—	4,8	1,4	1,68	—	6,12	1,32	2,40	3,3
320	—	2,5	—	2,6	4,84	1,95	2,52	4,3	—	4,4	3,5	2,10	4,8	2,72	1,54	—	1,5
325	15	7,5	3,1	2,6	6,38	2,60	5,25	4,3	3,3	3,6	1,2	1,47	0,8	4,42	3,10	1,44	1,2
330	9	5,0	3,1	5,1	3,30	1,30	1,26	6,0	3,3	6,0	1,4	1,47	4,8	1,70	1,32	3,10	—
335	3	15,0	3,1	—	3,52	2,60	2,31	2,4	10,0	2,4	1,4	2,52	2,4	3,40	1,76	1,54	0,9
340	—	—	3,1	2,6	3,30	0,65	1,26	—	—	3,6	—	2,31	0,8	3,40	1,76	0,88	2,7
345	6	5,0	—	—	1,98	4,55	2,47	—	3,3	1,6	3,5	3,36	1,6	2,04	0,88	2,66	2,1
350	—	—	3,1	—	2,76	1,30	2,73	2,4	3,3	2,0	—	2,31	—	1,70	1,98	0,66	1,2
355	6	5,0	6,2	—	3,52	7,15	2,94	2,4	—	2,4	2,8	2,94	—	5,78	5,06	5,06	2,4
Ilość pomiarów	33	39	32	62	457	145	471	34	31	297	143	479	123	435	443	601	354

SPEKAŃ SKALNYCH MASYWU SOBÓTKI

o d s ł o n k i															Azymut	
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
7,1	7,65	10,8	6,6	4,54	4,0	1,2	6,0	1,80	4,8	5,20	2,5	2,04	4,95	1,548	4,8	0
5,2	9,35	2,7	—	0,91	2,0	—	—	3,24	2,4	4,86	3,5	3,37	4,14	1,866	3,2	5
1,9	2,55	0,9	—	—	1,0	—	2,0	1,08	6,0	3,64	1,5	3,74	2,88	1,032	—	10
1,9	1,7	1,8	—	—	1,0	—	—	1,08	2,4	1,82	5,0	3,06	1,52	1,780	—	15
1,9	0,85	—	—	—	—	1,2	2,0	1,80	4,8	2,34	3,5	4,59	1,93	3,526	—	20
1,3	9,35	—	—	1,81	1,0	—	—	1,44	1,2	2,86	6,0	3,23	1,75	2,410	—	25
1,3	0,85	—	—	1,81	2,0	—	—	1,08	1,2	3,12	5,0	5,10	1,97	3,354	—	30
1,9	1,7	0,9	3,3	—	3,0	—	—	0,72	—	3,12	8,5	2,04	1,47	2,324	—	35
1,9	1,7	0,9	—	2,72	—	—	—	1,08	—	2,08	3,5	2,72	1,47	0,946	—	40
1,3	1,7	1,8	—	2,72	—	1,2	—	1,08	1,2	3,38	1,0	1,87	1,45	0,602	1,6	45
2,6	1,7	3,6	9,9	7,27	3,0	—	—	1,44	2,0	1,82	1,0	3,06	1,75	1,548	3,2	50
2,6	3,40	2,7	13,2	7,27	1,0	2,4	2,0	1,44	8,4	2,34	2,0	2,72	1,75	1,978	6,4	55
2,6	3,40	4,5	6,6	4,54	2,0	—	4,0	2,52	2,4	3,64	2,5	2,04	1,65	3,784	1,6	60
3,25	0,85	2,7	6,6	6,36	8,0	3,6	6,0	2,88	—	7,54	1,5	3,23	4,77	8,170	6,4	65
3,25	2,55	1,8	—	3,63	10,0	6,0	3,0	2,52	2,4	2,86	1,0	3,23	6,54	12,326	4,8	70
6,5	5,10	1,8	—	2,72	5,0	3,6	—	2,16	6,0	2,60	1,0	2,04	6,39	9,209	9,6	75
6,5	0,85	1,8	3,3	4,54	1,0	1,2	—	1,80	3,6	2,60	1,0	3,06	4,26	7,998	—	80
2,6	0,85	0,9	6,6	2,72	3,0	1,2	—	1,44	—	1,04	1,0	2,72	2,13	1,290	1,6	85
1,3	1,7	—	—	0,91	1,0	6,0	—	—	1,2	1,56	0,5	1,53	1,87	0,430	4,8	90
1,9	1,7	1,8	3,3	2,72	—	—	—	—	—	0,78	0,5	1,02	0,48	0,172	—	270
1,3	0,85	1,8	6,6	5,45	—	1,2	—	0,72	1,2	2,08	2,0	2,89	1,87	0,258	—	275
1,3	1,85	4,5	3,3	2,72	1,0	—	—	0,72	—	1,56	1,0	1,02	1,97	0,172	1,6	280
2,6	1,7	—	—	6,36	—	1,2	2,0	0,36	—	1,04	4,0	1,7	1,02	0,344	—	285
—	5,10	2,7	3,3	2,72	1,0	—	—	1,08	—	1,30	3,5	4,01	1,71	0,430	—	290
5,8	1,7	1,8	3,3	5,45	—	—	2,0	1,44	1,2	1,56	3,0	5,10	0,57	0,344	—	295
2,6	2,55	3,6	—	1,81	—	—	2,0	1,80	8,4	0,26	4,0	3,4	1,09	1,204	—	300
2,6	1,7	1,8	—	1,81	1,0	—	2,0	1,08	1,2	1,04	2,5	2,72	1,45	0,258	—	305
2,6	3,40	1,8	—	0,91	4,0	1,2	4,0	2,88	7,2	2,34	3,0	1,53	1,39	1,118	3,2	310
1,3	0,85	4,5	3,3	0,91	2,0	1,2	6,0	1,44	2,4	1,30	6,5	2,55	1,09	1,022	1,6	315
2,6	2,55	—	6,6	1,81	—	1,2	22,0	2,52	5,0	2,86	4,0	2,04	1,53	3,354	3,2	320
1,9	2,55	2,7	—	—	3,0	2,4	8,0	3,24	1,2	2,60	1,0	2,30	1,86	5,418	4,8	325
1,9	—	2,7	3,3	1,81	13,0	4,8	10,0	4,32	2,4	2,34	2,0	2,21	3,18	5,504	3,2	330
1,9	0,85	0,9	3,3	0,91	5,0	3,6	2,0	8,80	1,2	2,60	7,0	3,57	3,36	4,730	3,2	335
1,3	4,25	0,9	3,3	2,72	7,0	7,2	6,0	19,64	4,8	2,86	1,0	1,53	3,63	2,752	4,8	340
2,6	4,25	7,2	—	1,81	7,0	8,4	2,0	7,92	4,8	4,86	1,0	3,74	4,65	2,924	14,4	345
3,9	2,55	9,9	3,3	1,81	6,0	29,2	—	6,84	2,4	4,16	1,5	1,53	5,94	3,010	8,0	350
3,25	2,55	9,9	—	1,81	2,0	8,4	4,32	6,0	6,0	6,24	1,5	2,21	6,81	1,548	3,2	355
157	117	113	31	108	98	89	50	268	105	384	220	606	2843	1166	62	Ilość pomiarów

skąłą zmetamorfizowaną pod wpływem iniekcji granitowej. Procesy metamorficzne spowodowały w wypadku rozpatrywanym niemal stu procentową rekrytalizację skały pierwotnej (diabazów). Sądzę zatem, że rekrytalizacja spowodowała całkowite lub prawie całkowite zatarcie spękań pierwotnych.

Zupełnie inny obraz dają spękania pomierzone w gabrze Sobótki. Po pierwsze stwierdzić muszę, że system spękań w gabrze Sobótki nie może być wtłoczony w ramy schematu *Cloosa*. Obserwujemy tu trzy zasadnicze kierunki spękań stromych a nie dwa jak w przyległym granicie i amfibolicie. Jeden tylko z tych kierunków zgodny jest w swym przebiegu ze spękaniami zaobserwowanymi w obu ostatnio wymienionych elementach skalnych. Jest nim system kliważy występujących w kwadrancie NE. Odpowiada on swym kierunkiem spękaniom „S” wyznaczonym dla granitów. Pozostałe dwa systemy spękań to: 1) system o kierunku południkowym i 2) system WNW — ESE. Oba te systemy nie mają swych odpowiedników w spękaniami granitu i amfibolitu. Drugim ciekawym faktem jeśli chodzi o gabra Sobótki jest to, że wymienione trzy systemy spękań przecinają się pod kątem około 70° . Stosunkowo silna dyspersja spękań skalnych jest trzecim ważnym zjawiskiem, które przy analizie spękań gabrowych nie może być pominięte. Na diagramie sumarycznym fig. 54 dyspersja ta zaznacza się wyraźnie, przy czym jako podrzędny kierunek spękań występuje system o kierunku NW 310° — 340° . Zjawisko czwarte, na które pragnę tu zwrócić jeszcze uwagę, to lokalna zmienność w wykształceniu ilościowym poszczególnych systemów spękań w gabrze. Jak to już zaznaczyłem w części opisowej wyróżnić możemy tu trzy obszary, a w każdym z nich ilościowy stosunek poszczególnych systemów jest odmienny. I tak w rejonie I (NE) dominuje kierunek meridionalny, drugim z rzędu jest kierunek WNW, najslabiej natomiast zaznacza się kierunek ENE. W obszarze środkowym najsilniej zaznacza się kierunek WNW, słabiej ENE, natomiast kierunek N — S jest w zaniku. Obszar S cechuje szczególnie silny rozwój kierunku N, przy czym kierunek ENE jest niemal równie bogato reprezentowany. W zaniku znajduje się natomiast kierunek WNW.

Próbując wytłumaczyć ten dość zawiły obraz spękań gabra Sobótki musimy na wstępie podkreślić, że niesposób go w całości wytłumaczyć tektoniką młodowaryscyjską, zaistniałą po iniekcji granitowej. System szczelin ENE można by genetycznie łączyć z systemem szczelin „S” granitów masywu Strzegom — Sobótka, systemy są bowiem zgodne co do kierunku. Odpowiadające mu wiekowo spękania systemu „Q” tak wyraźne w granitach, w gabrze zaznaczają się słabo, jednakże nie dwuznacznie, w formie spękań przebiegających w azymutach 310° — 340° . Wynikało by z tego, że w okresie ruchów młodowaryscyjskich stress kompresyjny przeważał w gabrze nad stressiem dylatacyjnym (tensile stress) jeszcze bardziej niż w granitach.

Systemy WNW i NS wybitnie w gabrze zaznaczające się, a nie występujące w granitach, możnaby uważać za ślady tektoniki starszej (przedgranitowej). Oba te systemy zamykają kąt około 70° . Prawdopodobnie zatem są one efektem działania stressu nożycowego (shearing stress), ponieważ jak to stwierdził R. Schwiner (1928) stress tego typu daje właśnie spękania krzyżujące się pod kątem 70° w ciałach nie idealnie ela-

stycznych. W tym wypadku mielibyśmy naciski działające od NNW ku SSE lub odwrotnie. Zróznicowanie lokalne w ilościowym stosunku poszczególnych systemów spękań gabra Sobótki tłumaczyć możemy zmiennością oporów na naciski, co wyrazić się musi silniejszym rozwojem szczelin, których powstanie w danych warunkach jest uprzywilejowane.

Zupełnie odrębna i prawie nie zróżnicowana „róża spękań“ wyznaczona dla serpentynitów łączy się niewątpliwie z cechami strukturalnymi tej skały. Składa się ona ze splotu włóknistych kryształków, wykazujących najrozmaitsze zmienne kierunki, a wpływających decydująco na kierunek tworzących się spękań. Jest rzeczą dużej wagi, że w serpentynitach nie występują żadne zdecydowane systemy szczelin. O ile takowe istniały, w skałach pierwotnych (perydotyty i piroksenity), z których drogą metamorfozy powstał serpentynit, to zostały zatarte w zupełności na skutek metamorficznej rekrystalizacji.

Reasumując na zakończenie przewodnie wyniki niniejszej pracy muszę podkreślić, że spękania w różnych elementach skalnych zbadanego rejonu układają się w sposób rozmaity w zależności nie tylko od historii tektonicznej lecz także od gatunku skały względnie procesów metamorficznych, którym skała uległa. Dotychczasowe klasyczne badania Cloosa ograniczały się do masywów granitowych lub masywów skał zbliżonych z nimi, nie objęły jednak innych skał plutonicznych i tych jednostek skalnych, które uległy zasadniczym zmianom metamorficznym w całości. Praca moja jest przyczynkiem zmierzającym do uzupełnienia tej luki. Dalej idące uogólnienia nie są jednakże w tej chwili możliwe. Nie ulega wątpliwości, że w miarę rozszerzania badań na różne regiony i objęcia tymi badaniami wszelkich elementów skalnych każdego regionu nauka zostanie wzbogacona o szereg nowych i ważnych uogólnień a klasyczny schemat Cloosa będzie sprawdzony i ewentualnie uzupełniony.

SPIS LITERATURY

- Cloos H. (1921) Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen *Abh. der Preuss. Geol. Landesanstalt*. N. F. H. 81.
- Cloos H. (1922) Tektonik und Magma. *Abh. der Preuss. Geol. Landesanstalt* N. F. H. 89.
- Conwentz H. (1879) Die fossilen Hölzer von Karlsdorf am Zobten — *Schriften der naturf. Ges. z. Danzig* Bd. IV zeszyt 4.
- Finckh L. (1928) Erläuterungen zum Geol. Karte, Blatt Zobten — II Aufl.
- Frech F. (1913) Schlesische Landeskunde. Lipsk.
- Gothan (1916) *Abh. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanstalt*. Berlin zeszyt 46.
- Gürich G. (1905) Ein Beitrag zur Lehre von der Entstehung der Gesteine. *Himmel u. Erde* Bd. 17.
- Lopianowski S. (1922) Zur Tektonik des Granitmassivs von Striegau — Zobten. *Abh. der Preuss. Geol. Landesanstalt* Nr 89.
- Von zur Mühlen (1926) Die geologische Stellung des vorsudetischen Schiefergebirges und seine Beziehungen zu den Granitmassiven. *Jahrb. der Preuss. Geol. Landesanst.* Bd. XLVII.
- Roth J. (1867) Erl. zur geogn. Karte Niederschl. Gebirge. — Tabl. IV.
- Teisseyre H. (1948) Sprawozdanie z prac geologicznych wykonanych w Sudetach. „*Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*“ Nr 1.
- Traube H. (1894) Beiträge zur Mineralogie Schlesiens. *Zeitschr. der D. Geol. Gesellschaft*. Bd. 46 — Str. 50—57.

SPIS NAZW

- | | |
|--|--------------------------------------|
| 1. Chwałków — Qualkau | 14. Sady — Krotzel |
| 2. Góra Anielska 316,0 m — Engel-Berg | 15. Słupice — Schlaupitz |
| 3. Góra Kamienna 201,2 m — Stein-Berg | 16. Sobótka — Zobten |
| 4. Góra Kościuszki 415,0 m — Mittel-Berg | 17. Sobótka Górka — Gorkau |
| 5. Góra Sępia 572,9 m — Geiers-Berg | 18. Strzelbów — Ströbel |
| 6. Góra Słęża 718,0 m — Zobtenberg | 19. Strzegomiany — Striegelmühle |
| 7. Góra Strzegomińska 370,0 m — Stoll-Berg | 20. Sulistrowice — Gr. Silsterwitz |
| 8. Karolin — Karlsdorf | 21. Sulistrowiczki — Kl. Silsterwitz |
| 9. Księgnice Małe — Kl. Kniegnitz | 22. Świątniki — Schwentnig |
| 10. Kunów — Kuhnau | 23. Tapańka — Tampadel |
| 11. Nasławice — Nasselwitz | 24. Tomice — Thomitz |
| 12. Piotrówek — Petersdorf | 25. Winna Góra — Wein-Berg |
| 13. Przedzrowice — Prschiedrowitz | |

OBJAŚNIENIE RYCIN W TEKŚCIE

- Fig. 1. Cios pokładowy w gabbro.
Слоевидный кливаж в габбро
Joints in gabbro
- Fig. 2. Sprękania w amfibolicie. Góra Anielska
Трещины в амфиболите. Гора Анельска
Joints in amphibolite. Góra Anielska
- Fig. 3. Sprękania w amfibolicie. Góra Kościuszki
Трещины в амфиболите Гора Косьюшки
Joints in amphibolite. Góra Kościuszki
- Fig. 4. Sprękania w amfibolicie Góra Kościuszki
Трещины в амфиболите. Гора Косьюшки
Joints in amphibolite. Góra Kościuszki
- Fig. 5. Sprękania w amfibolicie. Odślonka 3
Трещины в амфиболите. Обнажение 3
Joints in amphibolite. Outcrop 3
- Fig. 6. Sprękania w gabbro. Odślonka 4
Трещины в габбро. Обнажение 4
Joints in gabbro. Outcrop 4
- Fig. 7. Sprękania w gabbro Odślonka 4
Трещины в габбро. Обнажение 4
Joints in gabbro Outcrop 4
- Fig. 8. Sprękania w gabbro. Odślonka 8
Трещины в габбро. Обнажение 8
Joints in gabbro. Outcrop 8
- Fig. 9. Sprękania w gabbro Odślonka 9
Трещины в габбро. Обнажение 9
Joints in gabbro. Outcrop 9
- Fig. 10. Sprękania w gabbro. Odślonka 5
Трещины в габбро. Обнажение 5
Joints in gabbro. Outcrop 5
- Fig. 11. Sprękania w gabbro. Odślonka 6
Трещины в габбро. Обнажение 6
Joints in gabbro. Outcrop 6
- Fig. 12. Sprękania w gabbro. Odślonka 7
Трещины в габбро. Обнажение 7
Joints in gabbro. Outcrop 7
- Fig. 13. Sprękania w gabbro. Odślonka 14
Трещины в габбро. Обнажение 14
Joints in gabbro. Outcrop 14

- Fig. 14. Spękania w gabro rejonu I
Трещины в габбро. Район I
Joints in gabbro in the region I
- Fig. 15. Spękania w gabro. Odsłonka 13
Трещины в габбро. Обнажение 13
Joints in gabbro. Outcrop 13
- Fig. 16. Spękania w gabro. Odsłonka 11
Трещины в габбро. Обнажение 11
Joints in gabbro. Outcrop 11
- Fig. 17. Spękania w gabro Odsłonka 10
Трещины в габбро. Обнажение 10
Joints in gabbro. Outcrop 10
- Fig. 18. Spękania w gabro. Odsłonka 10
Трещины в габбро. Обнажение 10
Joints in gabbro. Outcrop 10
- Fig. 19. Spękania w gabro. Odsłonka 10
Трещины в габбро. Обнажение 10
Joints in gabbro. Outcrop 10
- Fig. 20. Spękania w gabro. Góra Ślęza
Трещины в габбро. Гора Сленжа
Joints in gabbro. Góra Ślęza
- Fig. 21. Spękania w gabro Odsłonka 14
Трещины в габбро. Обнажение 14
Joints in gabbro. Outcrop 14
- Fig. 22. Spękania w gabro. Odsłonka 14
Трещины в габбро. Обнажение 14
Joints in gabbro. Outcrop 14
- Fig. 23. Spękania w gabro. Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 24. Spękania w gabro. Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 25. Spękania w gabro. Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 26. Spękania w gabro. Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 27. Spękania w gabro. Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 28. Spękania w gabro. Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 29. Spękania w gabro Odsłonka 15
Трещины в габбро. Обнажение 15
Joints in gabbro. Outcrop 15
- Fig. 30. Spękania w gabro. Odsłonka 16
Трещины в габбро. Обнажение 16
Joints in gabbro. Outcrop 16
- Fig. 31. Spękania w gabro. Odsłonka 17
Трещины в габбро. Обнажение 17
Joints in gabbro. Outcrop 17
- Fig. 32. Spękania w gabro rejonu II
Трещины в габбро. Район II
Joints in gabbro in the region II

- Fig. 33. Spękania w gabro. Odsłonka 18
Трещины в габбро. Обнажение 18
Joints in gabbro. Outcrop 18
- Fig. 34. Spękania w gabro. Odsłonka 19
Трещины в габбро. Обнажение 19
Joints in gabbro. Outcrop 19
- Fig. 35. Spękania w gabro. Odsłonka 20
Трещины в габбро. Обнажение 20
Joints in gabbro. Outcrop 20
- Fig. 36. Spękania w gabro. Odsłonka 21
Трещины в габбро. Обнажение 21
Joints in gabbro. Outcrop 21
- Fig. 37. Spękania w gabro. Odsłonka 21
Трещины в габбро. Обнажение 21
Joints in gabbro. Outcrop 21
- Fig. 38. Spękania w gabro. Odsłonka 22
Трещины в габбро. Обнажение 22
Joints in gabbro. Outcrop 22
- Fig. 39. Spękania w gabro regionu III
Трещины в габбро. Район III
Joints in gabbro in the region III
- Fig. 40. Spękania w granicie. Odsłonka 25
Трещины в граните. Обнажение 25
Joints in granite. Outcrop 25
- Fig. 41. Cios pokładowy w granicie. Odsłonka 26
Слоевидный кливаж в граните. Обнажение 26
Joints in granite. Outcrop 26
- Fig. 42. Spękania w granicie. Odsłonka 26
Трещины в граните. Обнажение 26
Joints in granite. Outcrop 26
- Fig. 43. Spękania w granicie. Odsłonka 31
Трещины в граните. Обнажение 31
Joints in granite. Outcrop 31
- Fig. 44. Spękania w granicie. Odsłonka 32
Трещины в граните. Обнажение 32
Joints in granite. Outcrop 32
- Fig. 45. Spękania w żyłе кварцу. Odsłonka 24
Трещины в жиле кварца. Обнажение 24
Joints in the quartz vein. Outcrop 24
- Fig. 46. Spękania w кварцу. Odsłonka 23
Трещины в жиле кварца. Обнажение 23
Joints in the quartz vein. Outcrop 23
- Fig. 47. Spękania w кварцу. Odsłonka 33
Трещины в жиле кварца. Обнажение 33
Joints in the quartz vein. Outcrop 33
- Fig. 48. Spękania w serpentynie. Odsłonka 27
Трещины в змеевике. Обнажение 27
Joints in serpentinite. Outcrop 27
- Fig. 49. Spękania w serpentynie. Odsłonka 29
Трещины в змеевике. Обнажение 29
Joints in serpentinite. Outcrop 29
- Fig. 50. Spękania w serpentynie. Odsłonka 30
Трещины в змеевике. Обнажение 30
Joints in serpentinite. Outcrop 30
- Fig. 51. Spękania w serpentynie. Odsłonka 28
Трещины в змеевике. Обнажение 28
Joints in serpentinite. Outcrop 28

- Fig. 52. Zestawienie pomiarów spękań występujących w amfibolitach masywu Sobótki
Итог измерений трещин в амфиболитах массива г. Собутки
Joints in amphibolites of the Sobótka massif
- Fig. 53. Zestawienie pomiarów spękań skalnych występujących w granicie masywu Sobótki
Итог измерений трещин в гранитах г. Собутки
Joints in granite of the Sobótka massif
- Fig. 54. Zestawienie pomiarów spękań skalnych występujących w gabbro masywu Sobótki
Итог измерений трещин в габбро массива г. Собутки
Joints in gabbro of the Sobótka massif
- Fig. 55. Zestawienie pomiarów spękań skalnych występujących w serpentinitach masywu Sobótki
Итог измерений трещин в змеевиках массива г. Собутки
Joints in serpentinites of the Sobótka massif

OBJAŚNIENIE TABLICY VI

1 — granit; 2 — gabro; 3 — serpentynity; 4 — amfibolit; 5 — żyła kwarcu;
6 — przypuszczalny uskok; 7 — czwartorzęd

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦЫ VI

1 — гранит; 2 — габбро; 3 — змеевики; 4 — амфиболит; 5 — жила кварца;
6 — вероятно сброс; 7 — четвертичный период

EXPLANATION OF PLATE VI

1 — granite; 2 — gabbro; 3 — serpentinite; 4 — amphibolite; 5 — quartz vein;
6 — presumed fault; 7 — Quaternary.

РЕЗЮМЕ

Произведенные до настоящего времени исследования трещиноватости горных пород на территории массива Собутки, относились исключительно к граниту. Вопросом трещиноватости гранита занимались Г. Клоос и С. Ломянски.

Полученные ими результаты исследований были опубликованы в 89 номере журнала «Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt» — Берлин 1922, в статье «Tektonik und Magma — Untersuchungen zur Geologie der Tiefen». Однако труды вышеуказанных авторов не рассматривают вопроса трещиноватости горных пород с учетом всех соответственных геологических показателей, что лишает нас возможности проверить результаты исследований произведенных Клоосом. Профессор Г. Тессер обращает внимание на отсутствие связи между трещиноватостью гранитных батолитов с одной стороны и тектоникой, а также кливажами спутников с другой, — что может вызвать неправильную интерпретацию трещиноватости в пределах плутонических массивов. Профессор подчеркивает, что тектоника соседствующих территорий образовывалась под влиянием тех же орогенических сил, которые принуждали магму к интрузии. Поэтому, если тектоника и кливажи батолитов будут рассматриваться совместно с тектоникой и кливажами их спутников, — может проявиться возможность иной интерпретации системы трещиноватости гранитных батолитов (Г. Тессер 1947).

Клоос пришел к заключению, что плутонические массы образовались под давлением и в настоящее время мы можем со всей уверенностью определить направление этого давления. Желая определять азимут трещиноватости, что в свою очередь разрешит и мы определить тектонику всего массива Собутки, — следует вести исследования по методу разработанному Клоосом, учитывая при этом все дополнительные замечания предъявленные профессором Г. Тессером.

Исследования, результатом которых является настоящий мой труд, велись по методу разработанному Руководителем Кафедры Общей Геологии Вроцлавского Университета проф. Г. Тессером.

В основном, метод этот сводится к троекратному замеру в разных местах каждой трещины ее азимута, а также угла и азимута падения, причем на основании проведенных замеров исчисляются средние значения указанных геологических показателей. Троекратные замеры и исчисление средних значений имеют особенно важное значение при исследовании часто встречаемых криволинейных трещин. При выполнении замеров учитывались лишь трещины более значительных размеров, стены которых составляют площадь свыше 1 м², хотя неоднократно учитывались все трещины не исключая мелких. В таких случаях, целью проверки прослеживания кливажа производилось троекратно в одном и том же месте. Принимая во внимание, что в результате исчисления процентного соотношения геологических показателей, основные направления трещиноватости проявлялись весьма отчетливо на встречаемых обнажениях, подвергнувшись прослеживанию почти все без исключения трещины. Благодаря увеличению числа произведенных замеров можно было получить более достоверные результаты касающиеся как азимута трещиноватости так и других средних показателей.

Выполнение замеров всех трещин является совершенно невозможным так как одни из них покрыты мощным слоем дресвы, другие же расположены в недоступных местах. Следует здесь заметить, что во время исследовательских работ производимых в каменных карьерах и значительнейших обнажениях, встреченные трещины составляли лишь небольшую часть их общего количества.

В некоторых случаях, где на одном участке встречалось несколько блоков открытой породы, — из 4—5 таких блоков, а исключительно из большего их числа, составлялся один комплект и принимался для этого комплекта один общий номер.

Благодаря такому комплектованию, можно было получить большее количество замеров, разрешающее составить «розу трещиноватости». Этот способ применялся преимущественно к габбровым и амфиболитовым породам.

Результаты замеров записывались с одновременным учетом их количества и принимались для исчислений в округленных до 5⁰ цифрах. Замеры отдельных азимутов трещин были исчислены в процентах по отношению к общему количеству трещин данного обнажения и на основании полученных результатов была составлена «роза трещиноватости». Таким образом можно было сравнивать между собой результаты замеров трещин отдельных обнажений, так как процентное соотношение полученных результатов ликвидировало в некоторой степени количество несравнимых замеров. Полученные цифровые данные указаны на приложенной таблице.

Кроме того была составлена сводка всех замеров трещин отдельных пород. При составлении диаграмм по обнажениях, на основании сходства азимутов трещиноватости, были определены районы, которые в большой степени облегчают сравнение этих трещиноватостей между собой.

Суммарное составление результатов замеров трещиноватости на территории массива Собутки.

Замеры трещиноватости включали амфиболиты, габбро, гранит и серпентиниты. Главные азимуты трещиноватости пересекаются в амфиболитах под углом 90° . Поверхности трещиноватости, в большинстве случаев не превышают 1 м^2 , и в некоторых местах идеально вышлифованы (Фиг. 52). Обнаруженные в амфиболитах трещины имеют падение преимущественно в южном направлении.

Наблюдаемое на диаграмме взаимное пересечение направлений, встречается также в районе гранитов Собутки. Северо-восточное направление составляющее 70° является почти перпендикулярным к северо-западному направлению составляющему $330-355^\circ$ (Фиг. 53). Встречаемые в гранитах трещины имеют в большинстве случаев крутое падение, под углом около 90° . В некоторых местах, в трещинах с направлением к северо-западу, наблюдается процесс минерализации, причем все жильные образования (пегматиты и шилиты) встречаемые в гранитах имеют то же направление. Трещины замеренные в жиле кварца с направлением NW—SE расположенной к востоку от местности Сады, отвечают трещинам встречаемым в граните. Преимущественным направлением трещин находящихся в жиле кварца, есть направление NW, являющееся параллельным к судетскому дислокационному скаймлению. Совершенно иной характер, в отличие от трещиноватости наблюдаемой в амфиболитах и гранитах имеет трещиноватость встречаемая в габбро. Как видно из предложенного графика, на территории габбрового массива Собутки, дисперсия азимутов трещиноватости очень большая.

В основном, существуют в амфиболитах три главные азимуты трещиноватости составляющие 290° , 0° и 65° . Эти азимуты пересекаются под углом около 70° (Фиг. 54). Встречаемый в габбро азимут трещиноватости отклоняется на $30^\circ-35^\circ$ к S от азимута трещиноватости гранита и амфиболитов. Обнаруженные в габбро трещины имеют очень большие площади, достигающие в некоторых местах 10 м^2 . В большинстве случаев, угол падения трещин составляет $70^\circ-90^\circ$ и находится в квадранте N.

Определение главного направления для трещин встречаемых в серпентинитах, является довольно затруднительным. Дисперсия направлений составляет так широкий диапазон, что суммарный график указывает для всех азимутов почти одинаковое процентное соотношение числа трещин (смотри фиг. 55 и процентную сводку замеров трещин в серпентинитах). Встречаемые в серпентинитах трещины очень неровны и неодинаковой формы. Площадь обнаружений, не превышает обыкновенно 1 м^2 . Следует заметить, что на подобие трещин встречаемых в серпентинитах, трещины в габбро проявляют очень большую изменчивость как в отношении направления так и угла падения.

Заключение

Из вышеприведенного описания следует, что трещиноватость встречаемая в младших варистийских гранитах окаймляющих массив Собутки с запада, вполне отвечает классической системе Клооса. Из общего количества крутых трещин, первое место, в количественном отношении, занимают трещины Q, встречаемые в азимутах $330-355^\circ$. Такое же направление трещин наблюдаем в жиле кварца «Белых коров», с той однако разницей, что в этой породе.

являющейся младшей от гранитов, система трещин Q имеет количественный перевес над системой трещин S. Обе эти системы крутых трещин пересекаются, как и в гранитах, под почти прямым углом. Перевес в гранитах системы S, указывала бы на то, что в периоде возникновения трещин в этой породе сдвигающее напряжение (tensile stress) было сильнее растягивающего (confining stress). В жите кварца заполняющей дилатационную трещину, соотношение этих напряжений представляется как раз наоборот. Растягивающее напряжение было здесь сильнее чем сдвигающее.

Приступая теперь к рассмотрению амфиболитов, которых суммарный график направлений трещин сходствен с графиком направлений трещин в гранитах, следует (применяя в данном случае классическую номенклатуру Клооса) заметить, что трещиноватость в пределах азимутов $325-355^{\circ}$ отвечает трещиноватости системы S для гранита. Однако трещины расположенные в квадранте NE и являющиеся наиболее многочисленными в азимутах $60-70^{\circ}$, непосредственно связаны с азимутом трещиноватости Q смежных гранитных пород.

Из этого следует заключить, что трещиноватость амфиболитов вяжется с тектоническим образованием гранитного массива Стжегом-Собутка, как в отношении возраста так и направления действующих сил. При этого рода постановке вопроса, следовало бы ответить, почему амфиболиты не сохранили следов старшей тектоники (догранитной), тем более, что эта порода является несомненно старше гранитов. Отсутствие в амфиболитах следов старшей тектоники, можно по моему мнению объяснить попросту тем, что встречаемся здесь с породой подвергнувшейся процессу метаморфизации под влиянием впрыска гранита.

Метаморфические процессы вызвали в данном случае, почти полную рекристаллизацию первичной породы (диабазы). Поэтому следует судить, что рекристаллизация привела к совершенному уничтожению первичных трещин.

Совершенно иначе представляются трещины замеренные в габбро Собутки. Во первых следует заметить, что система трещиноватости в габбро Собутки не может быть включена в схему Клооса. Здесь наблюдаются три основные азимуты крутых трещин а не два, как это имеет место в смежном граните и амфиболите.

Только один из этих азимутов согласуется с направлением трещин по простиранию наблюдаемых в вышеуказанных породах и относится к системе квиважей встречаемых в квадранте NE. Этот азимут отвечает азимуту S установленному для гранитов. Остальные две системы это: 1) система южного азимута и 2) система WNW — ESE. Обе эти системы не находят соответствующих им систем трещиноватости в граните и амфиболите.

Относительно габбро Собутки, следует обратить внимание на еще одно интересное явление, состоящее в том, что все три упомянутые системы трещиноватости пересекаются под углом около 70° .

Довольно большая дисперсия трещин, составляет третье важное явление, которого нельзя не учитывать анализируя трещиноватости в габбро.

На суммарном графике (Фиг. 54), эта дисперсия отчетливо обозначается, причем в виде второстепенного направления проявляется система направлением NW $310-340^{\circ}$. Четвертым явлением, на которое тоже следует обратить внимание, это переменчивость местного характера касающаяся количественного образовывания отдельных систем трещиноватости в группе габбро. Как это было уже подчеркнуто раньше, можно здесь отличить три района, причем в каждом из них взаимное количественное соотношение отдельных систем является неодинаковым.

И так, в районе NE преобладает меридиональное направление, вторым является направление WNW далее направление ENE и наконец в наименьшей степени направление N—S. Район S отличается перевесом направления N, — направление ENE почти ему равно, а направление WNW затухает.

Пытаясь выяснить эти довольно сложные проявления трещиноватости в габбро Собутки, следует прежде всего заметить, что ни в коем случае, нельзя их объяснить процессами младшей варистийской тектоники, которая имела место после выпрыска гранитных пород. Можно бы принять, что в генетическом отношении, система трещиноватости ENE отвечает системе трещиноватости S в гранитах массива Стжгом-Собутка, так как направления этих систем одинаковы. Отвечающая системе S, в отношении возраста, трещиноватость системы Q отчетливо наблюдаемая в гранитах, — в габбро обозначается очень слабо, заключаясь в азимутах 310—340°.

Из этого следует, что в периоде процессов младшей варистийской тектоники, сдавливающее напряжение в габбро было сильнее растягивающего и то в большей степени нежели в гранитах.

Системы WNW и NE обозначающиеся в габбро весьма отчетливо и не наблюдаемые в гранитах можно бы считать следами старшей тектоники (догранитной).

Обе эти системы составляют угол около 70°. По всей вероятности являются они результатом ножничного напряжения (shearing stress), образующего, как это доказал Р. Швиннер (1928), в телах неидеально упругих, трещиноватости пересекающиеся именно под углом 70°. В этом случае, имелось бы дело с давлениями происходящими с NNW на SSE или же наоборот. Местную дифференциацию в количественном отношении отдельных систем трещиноватости в габбро Собутки, можно объяснить разной степенью сопротивления давлению, что в результате должно привести к образованию большего количества трещин. тем более, что указанные условия являются для этого процесса весьма благоприятны. Совершенно иная и почти недифференцированная «роза трещиноватости» определенная для серпентинитов, несомненно связана со структуральными чертами этой породы. Состоит она из переплетенных волокнистых кристаллов разного направления, решительно влияющих на азимут образующейся трещиноватости. Весьма знаменательным является факт, что в серпентинитах не проявляются никакие более отчетливые системы трещиноватости. Если бы даже принять, что они существовали в первичных породах (периодитах и пироксенитах), которые путем метаморфизма преобразовались в серпентинит, то были совершенно уничтожены в результате метаморфической рекристаллизации.

Подводя итог результатов настоящего труда, следует заметить, что трещиноватости разных пород исследованного района составляют очень сложные системы, зависящие не только от течения тектонического процесса, но также и от вида породы или же от метаморфических процессов, которым эта порода подвергалась.

Проведенные до настоящего времени классические исследования Клооса, ограничивались гранитными массивами пород плутонического происхождения и теми породами, которые подвергались основным преобразованиям в результате метаморфических процессов.

В своем труде я пытался устранить пробел по этому вопросу, хотя считаю с тем, что в настоящее время еще нельзя уточнить окончательных выводов и обобщений. Однако нет никакого сомнения, что по мере того, как

будет увеличиваться количество исследуемых районов, а также и число отдельных пород в каждом районе, наука обогатится рядом новых и веских обобщений, а классическая схема Клооса будет проверена и пополнена.

S U M M A R Y

Abstract. Joints in the Young Variscian granites encircling the basic massif of Sobótka are conformed with the Cloos system. In steep joints S and Q joints may be distinguished. In granites the S system predominates. Similar system may be observed in amphibolites. The lack of any traces of older tectonics in amphibolites may be explained if the amphibolites of Sobótka are considered as a rock the metamorphism of which is due to the granitic intrusion. The subsequent recrystallisation obliterated the original joint system.

Quite different picture is presented by joints in the gabbro of Sobótka. Three directions in joints have been distinguished. One of them coincides with joints occurring in granites and amphibolites. There belong NE joints corresponding to the S system in granite.

The serpentinites represent a chaotic system of joints what evidently is connected with the nature of the rock.

T e c t o n i c s o f t h e S o b ó t k a m a s s i f

The tectonics of the Sobótka massif represent a problem which is very difficult to solve. The fact is that what we have here is undoubtedly a superimposition of tectonic phenomena from various phases, or even from different orogenic epochs, the results of which have created a picture which is difficult to solve. Comparatively the most distinct are disturbances associated with Variscian orogenesis which in the region of the Sobótka massif is marked by injection of Upper Palaeozoic granite. On the other hand, the older tectonic structures must have been subjected to deformation and obliteration, to a greater or smaller degree, during the granitic intrusion, this being easy to foresee. No wonder, therefore, that the German elaborations of the problem are restricted to a characterization of the deformation occurring during the period following the granitic injection, with no discussion whatever of earlier tectonics. According to L o p i a n o w s k i, during the young Variscian movements the principal direction of pressure was from SE. This pressure produced a system of dislocations in the direction WNW — ESE or NW — SE, i. e., parallel to the pressure. Dislocations running WNW — ESE occur in the southwestern part of the region under discussion, while the dislocations existing in the northern part of the massif have a NW — SE strike. The WNW dislocation existing 200 metres to the SE of the locality of Sady, situated on the boundary between granite and gabbro, is probably accompanied by another one running in the same direction, occurring to the east of the above-mentioned locality. A NW—SE strike characterizes a dislocation separating amphibolite from granite, as well as a dislocation existing near the locality of Kunów. The above-mentioned faults are probably very old inasmuch as they run parallel to the joints, assuming mostly a NW strike (F. F i n c k 1928).

An intersection of the geological map demonstrates that the various kinds of rock dip towards the SE. R o t h (1867) assumes that the gabbro

of Sobótka was thrust over the granite, while C l o o s (1922) is of the opinion that the gabbro has the shape of a shield, the lower convexity of which is filled with the granite which reveals itself in the western part of the massif.

Worthy of special attention in the Sobótka massif is the position of the amphibolites. These amphibolites were produced by metamorphism of diabases, i. e., effusive rocks; this is indicated by German investigations. It is, therefore, impossible for their direct proximity to gabbro in the same hypsometric level, or even in a lower one, to be an original phenomenon.

Consequently, there is no doubt that the present spatial relationship of gabbro to amphibolites is the result of tectonic disturbance from the period prior to the granitic intrusion and subsequent to the gabbroic intrusion. At present it is difficult to ascertain what was the character of these disturbances. There is no doubt that the diabasic masses, transformed into amphibolites in consequence of the granitic intrusion, were subjected to considerable depression in relation to the gabbroic masses.

It is not quite easy to determine the spatial relationship of serpentines to the above-mentioned rock units of the Sobótka massif. Some investigators were of the opinion that small occurrences of serpentine in the northern part of this massif had a connection underneath the Sobótka gabbro with the great mass of serpentines surrounding this gabbro from the south. It was ascertained later that the above-mentioned gabbro forms apophyses in the serpentines. Consequently, we must assume that the serpentines at one time formed a solid cover of the gabbroic rocks, and that the occurrences of serpentines to the north and south should be connected in the air, above the above-mentioned hill. Therefore, in the profile of the Sobótka massif we would have, proceeding from the top downwards: serpentines, gabbro, and granite. Chronologically, we have here a reversed sequence, considering the fact that the serpentines are derived from peridotites, which in the discussed area constitute the oldest rocks, while the youngest granites underlie a mass of gabbro that is older than they are. There is no doubt that the whole older complex of rocks (peridotites, diabases and gabbro) was subjected not only to contact transformations in consequence of the intrusion of granite (amphibolization of diabase, saussuritization and uralitization of gabbro, serpentization of peridotites), but also deformation due to the pressure exerted from below by the intruding magma. The latter process must have produced an uplift of the rocks constituting the upper stratum of the granitic intrusion in a form which geometrically resembled an anticline. It remains an open question whether the above-mentioned uplift produced a distinct tectonic disturbance in the rigid masses of the upper stratum of the granitic intrusion. This problem cannot be solved without special studies of a very detailed character. In any case it is to be expected that the rigid masses of the upper stratum of the granitic injection, which had been thrust upwards, were subjected to fissuring; in connection with the latter it remains to be solved whether the strike of these joints conformed to old structural principles, or else was it dictated by the strike which was in operation during the intrusion. Therefore, in order to determine the spatial relationship of tectonic strikes in the various rock elements of different age in the Sobótka

massif, and to ascertain their interdependence, it was necessary to measure, in a manner as exhaustive as possible, the joints occurring throughout the massif.

Previous elaborations of the jointing in the Sobótka massif

Previous elaborations pertaining to the jointing existing in the Sobótka massif were restricted exclusively to granite. Granite jointing was investigated by H. Cloos and S. Lopianowski. The results of these studies were published in No. 89 of the *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt* (1922) under the title: „Tektonik und Magma. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen“. In these studies there is no quantitative presentation of the jointing and consequently the measurements carried out by Cloos cannot be checked. Prof. H. Teisseyre (1947) draws attention to the fact that the joints of granitic batholiths have not been correlated to the tectonics and joints of adjacent rocks; this may result in an incorrect interpretation of joints occurring within plutonic massif. He emphasizes that the tectonics of adjacent areas were shaped under the influence of the same orogenic forces which compelled the magma to intrude. There exists, therefore, the possibility of a different interpretation of the joints in granitic batholiths, if one examines the tectonics of joints of batholiths together with the tectonics and joints of adjacent rocks (H. Teisseyre 1947).

Cloos arrived at the conclusion that the plutonic masses were formed under pressure, and at present we are able to determine the direction of the above-mentioned pressure. In order to determine the strike of the joints, and consequently the tectonics of the whole Sobótka massif, one should first of all base the procedure upon the method elaborated by Cloos, taking into account the suggestions advanced by Prof. H. Teisseyre.

In carrying out the investigations presented herein, use was made of the method elaborated by Prof. H. Teisseyre, Head of the General Geology Department of the Wrocław University; the method consists in measuring each joint three times at various points, and in calculating the mean figure from the results arrived at. In view of the fact that among the joints one very frequently encounters ones which are not uniform and occasionally semicircular ones, the triple measurement and the calculation of the mean figure gives a compensation of the measurement of a joint. Taken into account in the measurements were only larger joints, i. e., walls with an area of one square metre or more; however, in many cases all of the joints, even small ones, were taken into consideration. In the latter case the separate joints were measured, for the purpose of checking a measurement, three times at one single point. In outcrops it was endeavoured to determine the largest possible number of joints, inasmuch as a percental recomputation reveals distinctly the principal strikes of the joints. By increasing the number of measurements, a compensation of the strikes was attained, as well as the most probable measurement.

To measure all the joints was absolutely impossible in view of the fact that they are partly covered with thick strata of weathered rocks, or

else they occur in inaccessible places; moreover, working only in quarries and on larger outcrops, the author encountered but a very small part of the total number of joints

When the outcrops had the character of small crags, four or five neighbouring ones, exceptionally even more, were joined together as a whole and designated with a single number of an outcrop. By such joining a larger number of joints was obtained; this made possible a drafting of a reliable „rose joints“. This mostly concerns gabbroic and amphibolite crags.

Endeavours were undertaken to represent the results of the measurements quantitatively. The various measurements of joints noted in the field-book were rounded off to 5°. The number of measurements of a given strike was recalculated as the percentage of total number of joints in the outcrop. From the results arrived at, „rose of joints“ was drawn. Thus it became possible to compare the separate results obtained in outcrops, inasmuch as a percental calculation partly liquidates the incomparable number of measurements in outcrops. The quantitative recomputation is given in a table appended herein. Apart from this, prepared was a tabulation of all the measurements of joints in the separate rocks. In arranging the diagrams according to outcrops, determined on the basis of similarity of the strikes of joints were their natural regions which to a considerable degree facilitate their mutual comparison.

General survey of the measurements of joints in the Sobótka massif

Included in the measurements of joints were: amphibolites, gabbro, granite, and serpentines. In amphibolites the principal strikes of the joints intersect at an angle of 90°. The areas of the joints mostly do not exceed one square metre; on the other hand, they are perfectly even, in places smoothed out (Fig. 52). Joints occurring in amphibolites mostly dip southwards. The perpendicularity of the strike of joints, noticeable in the diagram, occurs also in the area of the Sobótka granite. The NE strike amounting to 70° is perpendicular to the NW strike amounting to 330°—355° (Fig. 53). Joints occurring in granites mostly dip steeply at an angle approaching 90°. Mineralization occurs here and there in joints with a NW strike; in a similar manner all the veins (pegmatites and aplites) occurring in granites assume the same strike. Joints measured in a quartz vein with a NW — SE strike, encountered to the east of the locality of Sady, correspond to joints occurring in granite. Dominant in the joints of the quartz vein is a NW strike, i. e., a strike which is parallel to the Sudety marginal dislocation.

Joints occurring in gabbro have a different character than that of the above-mentioned joints observed in amphibolite and granite. It follows from the appended graph that within the area of the Sobótka gabbroic massif the strike dispersion of joints is very large. In these rocks three principal strikes essentially dominate in the joints: 290°, 0° and 65°. The above-mentioned strikes intersect one another at an angle of approximately 70° (Fig. 54). The NW strike occurring in gabbro deviates 30°—35° southwards from the NW strike occurring in granite and amphibolite. The joints in gabbro have large surfaces, attaining here and there an area of

10 m². In most cases the dip of the joints is directed in the N quadrants at an angle of 70°—90°.

Among the joints occurring in serpentines it is difficult to single out any principal strike. Strike dispersion is so large that a general graph displays in all azimuths an approximately similar percentage as to the number of joints (cf. Fig. 55 and the percental tabulation of the measurements concerning joints occurring in serpentines). The joints occurring in serpentines are very uneven. Exposed rock surfaces in most cases do not exceed one square metre in area. It must be pointed out that, analogically to the strikes of joints occurring in serpentines, the joints display very great variability as to strikes and dip angles.

Conclusions

From the foregoing description it follows, first of all, that the joints observed in young Variscian granites surrounding the Sobótka massif from the west, conform well to the classical system of Cloos. Among the steep joints, the foremost position is occupied by „S“ joints (70°). Quantitatively, the second position is occupied by „Q“ joints occurring in azimuths 330°—355°. Analogical strikes are observed in a quartz vein of „white cows“, with the difference that in the latter rock younger than the granites, the system of „Q“ joints prevails over the system of „S“ joints. Both these systems of steep joints intersect each other an angle which is approximately perpendicular, in a similar manner as in granites. Predominance of the „S“ system in granites indicates that during the formation of joints in this rock the compressive stress prevailed over the tensile stress. Opposite conditions exist in a quartz vein which fills out a tensile joints. Here the tensile stress was the dominant one in the rock. Turning in succession to the amphibolites, the general diagram of which is similar to that of the granites described above, it must be pointed out that joints with a strike of 325°—355° correspond to joints of the „S“ system for granite, employing the classical nomenclature used by Cloos. On the other hand, the joints situated in the NE quadrant and culminating quantitatively in the azimuths 60° and 70°, are closely associated with the strike of „Q“ joints in the adjacent granitic rocks. From this comparison the author draws the conclusion that the jointing of the amphibolites is associated with the tectonic development of the Strzegom-Sobótka granite massif, both as to age and the direction of operating forces. In view of such a conception the question arises: why did the amphibolite preserve no traces of older (pregranitic) tectonics, this being all the more justified as the latter rock is undoubtedly older than the granites. The absence of any traces of older tectonics in the amphibolites is explainable, in the author's opinion, in a simple manner by the fact that what we have here is a rock that was metamorphized under the influence of granitic intrusion. In the discussed case, metamorphic processes produced almost complete recrystallization of the original rock (diabase). The author assumes, therefore, that recrystallization caused complete obliteration of the original jointing.

An altogether different picture is presented by joints measured in the Sobótka gabbro. First of all, the author must state that the system of jointing in the Sobótka gabbro cannot be squeezed into framework of

the scheme devised by C l o o s. Observable here are three principal strikes of steep joints, and not two, as is the case in the adjacent granite and amphibolite. Only one of these strikes conforms in its course with the joints observed in both of the rock elements just mentioned. It is a system of jointing in the NE quadrant. By its strike conforms with the „S“ jointing determined for granites. The remaining two systems of jointing are the following: 1. a system with a southern strike; 2. a WNW—ESE system. Both these systems do not possess their corresponding structures in the jointing occurring in granite and amphibolite. Another interesting thing, as far as the Sobótka gabbros are concerned, is the fact that the above-mentioned three systems of jointing intersect one another at an angle of approximately 70° . A comparatively strong dispersion of the joints is the third important phenomenon which cannot be disregarded when analyzing the jointing in gabbros. In the general diagram (Fig. 54) the latter dispersion is distinctly observable; a system having a strike of NW 310° — 340° occurs as a subordinate strike in the jointing. A fourth phenomenon to which the author wishes to draw attention, is the local variability in the quantitative development of the separate systems of jointing in the gabbro. As already pointed out in the descriptive part, three regions may be distinguished here, and in each of them quantitative relationship of the various systems is different. Thus in region I (NE) the meridional strike dominates, then comes the WNW strike, while the ENE strike is the least noticeable; in the central region the WNW strike is the strongest, ENE is much less noticeable while the N—S strike is hardly observable. The S region is characterized by a particularly strong development of the N strike, while the ENE strike is represented almost as abundantly as the former. The WNW strike, on the other hand, is hardly noticeable.

Endeavouring to explain the quite complicated picture of the jointing in the Sobótka gabbro, the author must first of all point out that it is not explainable as a whole by means of young Variscian tectonics which came into being subsequent to the granitic injection. The system of ENE jointing could be genetically associated with the system of „S“ jointing in the granites of the Strzegom-Sobótka massif, the fact being that these systems conform as to strike. The jointing of the „Q“ system, corresponding to it chronologically so distinctly in the granites, is marked in the gabbro faintly but unmistakably, in the form of joints occurring in the azimuths 310° — 340° . It follows therefrom that during the young Variscian movements the compressive stress in the gabbro prevailed over the tensile stress still more than in the granites.

The WNW and NS systems, distinctly marked in the gabbro and absent in the granites, can be considered as traces of older (pregranitic) tectonics. Both these systems comprise an angle of about 70° . They are probably the result of the action exerted by a shearing stress because, as ascertained by R. S c h w i n n e r (1928), stress of this type does indeed produce joints which intersect at an angle of 70° in imperfectly elastic bodies. In this case we would have stresses operating from the NNW towards the SSE or vice versa. The local differentiation in the quantitative relationship of the various systems of jointing in the Sobótka gabbro is explainable by the variability of the resistance to the stresses; this

must manifest itself by the stronger development of joints, the formation of which is favoured under the given conditions.

The completely distinctive and almost non-differentiated „rose of joints“ determined for the serpentines, is undoubtedly associated with the structural characteristics of this rock. It is composed of a tangle of fibrous crystals displaying a great variety of inconstant directions which exert a decisive influence upon the strike of the joints that are being formed. It is a fact of great importance that in the serpentines there are no definite systems of jointing. If they did exist in the original rocks (peridotites and pyroxenites), from which the serpentine was produced by means of metamorphism, they were completely obliterated in consequence of metamorphic recrystallization.

Summing up in conclusion the leading results of the work presented herein, the author must point out that the jointing in various rock elements of the investigated region is arranged in a diverse manner which is depended not only upon the tectonic history, but also upon the kind of rock or the metamorphic processes to which the rock was subjected. Previous investigations, i. e., the classical ones carried out by C l o o s, were restricted to granitic massifs or to massifs of plutonic rocks and such rock units which as whole had undergone essential metamorphic alterations. The present work is a contribution aiming to supplement this deficiency. Far-reaching generalizations, however, are impossible for the present. Undoubtedly, as investigations are extended to various regions and as they include all the rock elements of each region, science will become enriched with a number of new and important generalizations, while the classical scheme devised by C l o o s will be checked and possibly supplemented.

