

WIESŁAW OLSZYŃSKI

Pomagmowa mineralizacja kruszcowa w granitoidach Strzelina

POST-MAGMATIC ORE MINERALIZATION IN THE STRZELIN GRANITOIDES
(LOWER SILESIA)

STRESZCZENIE: W oparciu o badania mikroskopowe scharakteryzowano przejawy mineralizacji kruszcowej występujące w granitoidach okolic Strzelina. Stwierdzono: molibdenit, pirotyt, chalkopiryt, sfaleryt, waleryt, kubanit, bismut rodzimy, piryt, melnikowit, melnikowit-piryt, melnikowit-markasyt. Mineralizacja kruszcowa powstała w wyniku oddziaływania pomagmowych roztworów związanych z waryscyjską intruzją granitoidów masywu strzeleńskiego.

WSTĘP

Na niewielkim wzniesieniu leżącym na zachód od Strzelina odsłaniają się spod utworów czwartorzędowych prekambryjskie łupki krystaliczne oraz waryscyjskie granitoidy. Wzniesienie to stanowi północny kraniec odsłoniętej partii masywu strzeleńskiego. Granitoidy, będące główną skałą na wzniesieniu, można obserwować w licznych wychodniach i nieczynnych wyrobiskach, a przede wszystkim w dwu dużych czynnych kamieniołomach. Większy kamieniołom, znajdujący się na peryferiach Strzelina, ma około 700 m długości i miejscami ponad 100 m szerokości. Drugi kamieniołom, znacznie mniejszy i częściowo zalany wodą, zlokalizowany jest 150 m na zachód od kamieniołomu głównego.

W obu kamieniołomach występują w obrębie granitoidów liczne enklawy skał osłony oraz utwory pomagmowe, w których stwierdzono dosyć bogatą mineralizację kruszcową. Dokładnej analizie poddano mineralizację związaną przestrzennie z utworami pomagmowymi, natomiast mineralizacja występująca w enklawach jest przedmiotem dalszych ba-

dań. Niniejsza praca stanowi pierwsze opracowanie dotyczące przejawów mineralizacji kruszcowej na terenie masywu strzelińskiego. Dotychczas z tego obszaru wspomniano jedynie o występowaniu pirytu w niektórych granitoidach i utworach pomagmowych (Schuhmacher 1878, Behr 1921) oraz molibdenitu (Traube 1888, Kowalski 1967). Zestaw minerałów kruszcowych odnotowanych w skałach osłony masywu granitoidowego jest równie ubogi. Dlatego celowe jest przedstawienie uzyskanych wyników badań, które znacznie rozszerzają znajomość mineralizacji kruszcowej masywu strzelińskiego.

Na tym miejscu pragnę serdecznie podziękować doc. dr hab. E. Zimnoch za szereg cennych uwag i wskazówek, których mi udzielała w czasie badań i pisania pracy.

CHARAKTERYSTYKA GRANITOIDÓW I TOWARZYSZĄCYCH IM UTWORÓW POMAGMOWYCH

W kamieniołomach zlokalizowanych na zachód od Strzelina występują dwa strukturalne typy granitoidów: granitoid drobnoziarnisty — uważany za główną odmianę granitoidów masywu strzelińskiego, oraz granitoid średnioziarnisty — stwierdzony na pozostałym obszarze masywu jedynie w paru punktach. Kontakt tych dwu odmian widoczny jest w obu czynnych kamieniołomach. Powierzchnia kontaktu, o przebiegu NE-SW, jest stromo ustawiona i podkreślona przez smużyście nagromadzenia biotyту występujące przy kontakcie w granitoidzie średnioziarnistym.

Petrograficzny opis obu typów granitoidów podał B. Beres (1969). Według tego autora skały te są granitoidami biotytowo-mikroklinowymi o składzie adamelitu. Granitoid drobnoziarnisty ma typową dla granitoidów pochodzenia magmowego hipautomorficzną strukturę. Struktury konsolidacyjne są częściowo zatarte przez zjawiska deuteryczne i procesy metasomatycznego wypierania plagioklazów przez skałki potasowy. Granitoid średnioziarnisty według tego autora wykazuje podobne cechy strukturalne, a różni się od granitoidu drobnoziarnistego głównie silniejszym rozwojem skalenia potasowego.

W granitoidach widoczne są trzy systemy spękań. System pierwszy stanowią spękania oznaczone przez H. Cloosa (1922) symbolem Q. Mają one bieg 165—180° i upad na zachód, a kąty upadu powierzchni tych spękań kształtują się w granicach od 45° do 70°. Spękania tego systemu bardzo często wypełnione są utworami pochodzenia pomagmowego, które z reguły są intensywnie rozarte i zlustrowane, na skutek późniejszych przesunięć ślizgowych. System drugi stanowią spękania poziome (spękania L według H. Cloosa). Trzeci system to stromo ustawione spękania wykazujące bieg około 80° (spękania S według H. Cloosa). Systemy te,

w odróżnieniu od systemu pierwszego, nie są wykorzystywane przez utwory pomagmowe. Według H. Cloosa (1922) powstały one później od szczelin systemu Q.

Utwory pomagmowe występujące w granitoidach w okolicy Strzelina opisywane były przez J. Behra (1921), J. Oberca (1966) i B. Beresia (1969). Podana przez tych autorów charakterystyka jest jednak pobieżna i przedstawiona na marginesie innych zagadnień. Szerzej scharakteryzowano jedynie żyły pegmatytowe (Kowalski 1967). Dlatego dla wyjaśnienia genezy mineralizacji kruszcowej, stwierdzonej w utworach pomagmowych, konieczne było zebranie dokładniejszych danych dotyczących tych utworów.

Utwory pomagmowe szczególnie często występują w większym kamieniołomie strzebińskim, natomiast w kamieniołomie mniejszym rozwinięte są znacznie słabiej. Reprezentowane są przez aplity, pegmatyty i utwory hydrotermalne.

Aplity tworzą dwa typy żył. Pierwszy typ, występujący wyłącznie w większym kamieniołomie, stanowią grube żyły aplitowe osiągające miąższości do 1 m. Autor stwierdził w tym kamieniołomie cztery żyły tego typu występujące w obrębie granitoidu drobnoziarnistego.

Według ogólnie przyjętych poglądów, wszystkie utwory żyłowe w okolicy Strzelina stanowią wypełnienie szczelin Q (Oberc 1966, Beres 1969). Obserwacje terenowe wykazały, że grube żyły aplitowe występują niezależnie od systemu spękań granitoidów. Mają one bieg od 120° do 160° , a więc nieco skośny do biegu szczelin Q. Część żył aplitowych wykazuje strome upady na S, część natomiast zapada na N.

W środkowej partii większego kamieniołomu grube żyły aplitowe łączą się ze sobą tworząc pionowo ustawiony pień o szerokości kilku metrów, przechodzący ku dołowi w duże ciało aplitowe. W kamieniołomie widoczna jest jedynie stropowa część tego ciała, trudno jest więc stwierdzić, jaka jest jego wielkość i kształt. Granica między granitoidem a aplitami opisywanego typu jest z reguły ostra i często podkreślona przez smużyste nagromadzenia biotyту. Czasami jednak aplity stopniowo przechodzą w granitoid, przy czym strefa przejściowa zaznacza się nieraz na szerokości kilkudziesięciu centymetrów. Na szczególne podkreślenie zasługuje występowanie w niektórych żyłach aplitowych oraz w pobliżu kontaktu ciała aplitowego z granitoidem ostrokrawędzistych ksenolitów granitoidu wśród aplitu.

B. Beres (1969) podając charakterystykę petrograficzną aplitów strzebińskich opiera się na materiale pobranym z grubych żył aplitowych. Stwierdził on w składzie mineralnym tych skał kwarc, mikrokliny, plagioklasy o zawartości 14% cząsteczką anortytowej, muskowiit oraz biotyт. Według tego autora w centralnych partiach aplitów pojawia się czerwony granat oraz cyrkon.

Aplity drugiego typu stwierdzone zostały w obu kamieniołomach, jednak w kamieniołomie większym występują znacznie częściej. Tworzą one cienkie żyłki o grubości od 1 do 20 cm występujące najczęściej w pobliżu grubych żył aplitu. Utwory te, w przeciwieństwie do poprzednich, z reguły wykorzystują spękania systemu Q, a jedynie nieliczne spośród nich biegną niezależnie od tych spękań. W wielu przypadkach można obserwować, że odgałęzają się one od grubych żył aplitu typu poprzedniego. Aplity te mają podobny skład mineralny do aplitów budujących grube żyły, zawierają jednak znacznie więcej granatu i cyrkonu, a czasami występuje w nich również kwarc żyłowy.

Pegmatyty występują w granitoidach kamieniołomów strzebińskich nieco rzadziej od apłitów. Tworzą one drobne żyły o grubości od 1 do 25 cm, stanowiące wypełnienia szczelin systemu Q. Jedynie w kilku przypadkach stwierdzono utwory pegmatytowe w formie kilkunastometrowych, silnie wydłużonych soczewek występujących w obrębie granitoidu. Żyły pegmatytowe szczególnie licznie występują w pobliżu grubych żył apłitowych w większym kamieniołomie, natomiast w kamieniołomie mniejszym, gdzie brak jest tego rodzaju apłitów, pegmatyty spotykane są rzadziej. Niektóre z żył rozpoczynają się od niewielkich gniazd pegmatytowych występujących na brzegu grubych żył apłitu.

Według W. Kowalskiego (1967) pegmatyty strzebińskie zbudowane są głównie z kwarcu i skaleni, występujących w kilku generacjach, oraz z biotytu i muskowitu. Z minerałów lokalnie występujących autor ten wymienia granat oraz, zaliczane przez niego do etapu pneumatolitycznego, turmalin, topaz, beryl, molibdenit, apatyt i albit. Z minerałów etapu hydrotermalnego W. Kowalski (1967) wymienia tytanit, strzegomit, epidiot, desmin, plryt, kaolinit i psyłomelan.

Wykonane przeze mnie obserwacje wykazały, że omawiane żyły pegmatytowe są różnicowane pod względem składu mineralnego. Niektóre z nich zbudowane są jedynie z kwarcu, skaleni i lyszczyków, a sporadycznie również z czerwonego granatu. Inne natomiast dodatkowo zawierają minerały związane przez W. Kowalskiego (1967) z etapem pneumatolitycznym, z których najczęstszym jest czarny turmalin. Wiele żył pegmatytowych zawiera kwarc pochodzenia hydrotermalnego, który z reguły gromadzi się w centralnych strefach pegmatytów. Często utwory te stanowią formy przejściowe pomiędzy pegmatytami a hydrotermalnymi żyłami kwarcowymi. Pozostałe minerały pochodzenia hydrotermalnego (wymienione wyżej za W. Kowalskim) pojawiają się jedynie w niewielkich żyłach pegmatytowych. Wypełniają one miazdki w centralnych partiach żył, tworząc często duże skupienia, lub też gromadzą się w spękaniach, szczególnie licznych w kwarcu.

Utwory hydrotermalne występują nie tylko w niektórych pegmatytach, ale tworzą również samodzielne żyły o miąższości dochodzącej do 10 cm. Utwory te, podobnie jak cienkie żyły apłitowe i żyły pegmatytowe, wypełniają spękania o biegu N-S (szczeliny Q II, Cloosa). Niektóre spośród nich stanowią apikalne części pegmatytów i w dolnych partiach stopniowo przechodzą w utwory pegmatytowe. Z reguły jednak utwory pochodzenia hydrotermalnego występują samodzielnie, niezależnie od pegmatytów. Reprezentowane są one przede wszystkim przez żyły kwarcowe, które czasami zawierają na kontakcie z granitoidem paromilimetrową strefę składającą się głównie ze skaleni i granatu. Najczęściej jednak kontakt między granitoidem a żyłami kwarcowymi jest ostry i brak jest strefy przejściowej (pl. 1, fig. 1). W żyłach kwarcowych występuje taki sam zespół minerałów hydrotermalnych, jaki stwierdził W. Kowalski (1967) w pegmatytach. Minerały te występują na brzegach żył kwarcowych, lub wypełniają niektóre spękania w kwarcu. W obu kamieniołomach obserwowałem także żyły składające się prawie wyłącznie z minerałów hydrotermalnych. Żyły te najczęściej występują również w szczelinach systemu Q, jednak w odróżnieniu od żył kwarcowych mają nieregularny przebieg i często rozszerzają się w soczewki o znacznej grubości.

Utwory pochodzenia hydrotermalnego występują, podobnie jak opisane uprzednio pegmatyty, szczególnie licznie w pobliżu grubych żył apłitowych. W miarę oddalenia się od tych żył, ilość utworów hydrotermalnych wyraźnie się zmniejsza.

Obok żył w kamieniołomach strzebińskich stwierdzono gniazdowe skupienia minerałów pneumatolitycznych i hydrotermalnych występujące na powierzchniach szczelin Q. Gniazda te mają niewielkie wymiary, dochodzące do kilku centymetrów. Skład mineralny tych utworów jest dość mocno różnicowany. Na powierzchniach niektórych szczelin występują gniazda składające się jedynie z mlecznego i zady-

mionego kwarcu. Natomiast powierzchnie innych szczelin pokryte są przede wszystkim skupieniami minerałów pochodzenia hydrotermalnego, z których najczęściej pojawia się strzegomit, epidot, prenit i kalcyt. Skupienia utworów pomagmowych z reguły są rozarte i poziłobione rysami ślizgowymi powstałymi na skutek późniejszych przesunięć tektonicznych wzdłuż szczelin systemu Q.

Granitoidy w pobliżu utworów pomagmowych uległy przeobrażeniom, które wyrażają się zastępowaniem środkowych, bardziej zasadowych części kryształów plagioklastu serycytem, klinozoiżytem i kalcytem oraz chloryzacją biotyту. Tego rodzaju zjawiska, według B. Beresia (1969), są powszechne w granitoidach strzelińskich. Z moich obserwacji wynika jednak, że występują one ze szczególnym nasileniem w partiach granitoidów znajdujących się na kontakcie z utworami pomagmowymi, powstałymi częściowo lub w całości w wyniku procesów hydrotermalnych. Ponadto, w strefie przykontaktowej występują skupienia strzegomitu i prenititu oraz liczne drobne żyłki kalcytowe. Należy podkreślić, że żyłki kalcytowe często pojawiają się również w obrębie wszystkich typów utworów pomagmowych, przecinając te utwory.

Powstanie opisanych wyżej utworów należy wiązać z różnicowaniem się i intruzją resztkowego stopu pomagmowego.

Najwcześniejszymi utworami pomagmowymi są niewątpliwie grube żyły aplitowe. Intruzja stopu resztkowego nastąpiła po skonsolidowaniu obu odmian granitoidów (świadczą o tym ostrokrawędziste okruchy granitoidu występujące wewnątrz tych żył aplitowych), ale jeszcze przed powstaniem szczelin systemu Q.

Powstanie szczelin systemu Q wywołane było późniejszymi naprężeniami, którym towarzyszyło ponowne ożywienie procesów pomagmowych. Powstały wówczas cienkie żyły aplitowe, bogate w granat, cyrkon, a także w kwarc żyłowy, które krystalizowały po utworzeniu spękań systemu Q w granitoidach.

Tworzenie się pegmatytów, a następnie również hydrotermalnych żył kwarcowych zachodziło również po powstaniu szczelin Q, które ułatwiły krążenie roztworów pomagmowych. Powstawaniu tych utworów towarzyszyły naprężenia tektoniczne, które wywołały zaburzenia budowy strefowej i popękanie żył.

Pozostałe utwory hydrotermalne tworzyły się po powstaniu żył kwarcowych i wypełniały miarole w pegmatytach oraz zablizniały spękania, szczególnie liczne w żyłach kwarcowych. Krystalizowały one również w niektórych szczelinach systemu Q, a wnikaając w otaczające granitoidy powodowały ich przeobrażenie.

Najmłodszymi utworami pochodzenia pomagmowego są żyłki piryto-wo-kalcytowe. Żyłki te tworzyły się głównie po rozładowaniu późniejszych naprężeń, które wyraziło się przesunięciami ślizgowymi wzdłuż szczelin systemu Q oraz popękaniem poprzednio powstałych utworów pomagmowych.

WYSTĘPOWANIE MINERALÓW KRUSZCOWYCH
W UTWORACH POMAGMOWYCH

Minerały kruszcowe spotykane są w większości utworów pomagmowych występujących w kamieniołomach strzelińskich. Poszczególne typy tych utworów różnią się jednak intensywnością okruszcowania i zespoleniem minerałów kruszczowych.

Najbogatsza mineralizacja kruszczowa występuje w utworach hydrotermalnych. Już makroskopowo można stwierdzić, że głównym minerałem kruszczowym w tych utworach jest pirotyn, któremu towarzyszy chalkopiryt i sfaleryt. Wymienione minerały szczególnie obficie występują w żyłach kwarcowych oraz w pobliżu gniazdowych skupień minerałów hydrotermalnych na powierzchniach spękań systemu Q. Udział kruszców w budowie utworów tego typu jest różny, podczas gdy jedne w znacznym procencie zbudowane są z minerałów kruszczowych, to inne zawierają pojedyncze wydzielienia kruszczowe, lub są zupełnie płonne. Ogólnie najintensywniej okruszczowane hydrotermalne utwory pomagmowe występują w pobliżu aplitów pierwszego typu (grube żyły aplitowe), natomiast w utworach oddalonych od tego rodzaju aplitów intensywność okruszcowania jest znacznie mniejsza. Dlatego bogatsza mineralizacja występuje w kamieniołomie większym, natomiast w kamieniołomie mniejszym (gdzie nie obserwowano grubych żył aplitowych) jest ona znacznie uboższa.

W żyłach kwarcowych minerały kruszczowe wypełniają drobne spękania i tworzą wrostki w kwarcu (pl. 1, fig. 1) lub występują w obrębie nielicznych skupień strzegomitu oraz innych minerałów pochodzenia hydrotermalnego. Minerały kruszczowe stwierdzone zostały również w granitoidzie, w pobliżu kontaktu z żyłami kwarcowymi, gdzie tworzą wypełnienia delikatnych spękań ułożonych równolegle do powierzchni kontaktu. Kruszcze stanowiące wypełnienie spękań i wrostki w kwarcu tworzą rozgałęzione, doskonale widoczne makroskopowo, wydzielienia o urozmaiconych kształtach. Wydzielienia te często łączą się ze sobą, dając nieregularne żyłki, o urozmaiconym przebiegu i zmiennych grubościach (pl. 1, fig. 2) — od paru milimetrów do 2 cm, a czasami nawet do 3 cm. Spotykane są również żyłki kruszczowe o bardziej regularnym przebiegu (pl. 1, fig. 3). Kruszcze, obserwowane makroskopowo w skupieniach strzegomitu, tworzą paromilimetrowe, odosobnione wydzielienia, najczęściej o owalnych, izometrycznych formach. Natomiast wydzielienia stwierdzone w granitoidzie w pobliżu kontaktu z żyłami kwarcowymi charakteryzują się formami mocno wydłużonymi, ułożonymi łańcuszkowato (pl. 1, fig. 4). Często tworzą również ślepo zakończone żyłki.

Na powierzchniach szczelin systemu Q, zawierających gniazdowe skupienia utworów pomagmowych, makroskopowo obserwuje się taki sam zespół minerałów kruszczowych jak w żyłach kwarcowych. Minerały

te grupują się głównie w pobliżu skupień strzegomitu, tworząc izometryczne wydzielenia o wymiarach najczęściej od paru milimetrów do 2 cm. W pojedynczych przypadkach obserwowano również skupienia molibdenitu. Należy podkreślić, że szczeliny okruszcowane molibdenitem nie zawierały innych minerałów kruszczowych.

Mineralizacja kruszczowa o takim samym składzie jak w żyłach kwarcowych i na szczelinach systemu Q występuje również, w niewielkich ilościach, w cienkich żyłach aplitowych zawierających skupienia żyłowego kwarcu. Minerale kruszczowe występują w tych żyłach bądź w formie pojedynczych, paromilimetrowych wprysnięć bezładnie rozrzucanych w kwarcu, bądź też wypełniają nieregularne spęknięcia w aplicie, tworząc rozgałęzione żyłki o zmiennej grubości.

Tego rodzaju mineralizacja kruszczowa stwierdzona została również w nagromadzeniach minerałów hydrotermalnych występujących w niektórych żyłach pegmatytowych, gdzie skupienia kruszczów o owalnych najczęściej formach gromadzą się głównie w obrębie strzegomitu.

Utwory pomagmowe nie zawierające w swoim składzie minerałów hydrotermalnych są ubogie w kruszce. W utworach tych (grube żyły aplitowe, cienkie żyły aplitowe nie zawierające skupień kwarcu żyłowego, niektóre pegmatyty) stwierdzono nieliczne wydzielenia molibdenitu.

Spośród czterech grubych żył aplitowych, występujących w większym kamieniołomie strzeleńskim, jedna okruszczowana jest molibdenitem. Srebrzyste, widoczne makroskopowo, blaszki tego minerału gromadzą się w centralnych, bogatych w granat i cyrkon partiach żyły, tworząc nieregularnie rozrzucone paromilimetrowe wprysnięcia. Wprysnięcia tego minerału stwierdzono również w obrębie nagromadzeń biotyту, występujących na kontakcie aplitu z granitoidem. Niektóre z cienkich żył aplitowych i pegmatytowych również zawierają pojedyncze wydzielenia tego minerału. Należy podkreślić, że pegmatyty zbudowane wyłącznie z kwarcu, skaleni i lyszczyków nie zawierają molibdenitu. Natomiast w pegmatytach, zawierających turmalin i inne minerały pneumatolityczne, blaszki tego minerału pojawiają się dość licznie.

Wszystkim opisanym wyżej utworom często towarzyszą cienkie (0,5—1 mm) żyłki pirytowo-kalcytowe. Nawet makroskopowo można stwierdzić, że żyłki te przecinają pozostałe minerały kruszczowe i zbliżniają spęknięcia powstałe na skutek przesunięć ślizgowych zachodzących wzdłuż szczelin systemu Q. Należy podkreślić, że żyłki pirytowo-kalcytowe obserwowane były również w tych utworach pomagmowych, które nie zawierały innych minerałów kruszczowych.

Obserwacje mikroskopowe, przeprowadzone w świetle odbitym, pozwoliły stwierdzić, że w utworach pomagmowych, oprócz widocznego makroskopowo molibdenitu, pirotynu, chalkopiryту, sfalerytu i pirytu, występuje również waleryt, kubanit, bismut rodzimy, melnikowit, melnikowit-piryт i melnikowit-markasyt. Wyróżniono również dwie generacje

chalkopiryty i sfaleryty. Obserwacje mikroskopowe wykazały ponadto istnienie w obrębie utworów kruszczowych interesujących cech strukturalnych i teksturalnych, które w znacznym stopniu pozwalają wyjaśnić warunki w jakich zachodziły procesy mineralizacji kruszczowej.

OPIS MINERALÓW KRUSZCOWYCH

Molibdenit, stwierdzony w niewielkich ilościach w pomagmowych utworach występujących w granitoidach okolic Strzelina, tworzy z reguły samodzielne wydzielenia, którym nie towarzyszą inne minerały kruszczowe. Tylko w jednym preparacie, wykonanym z pegmatytu zawierającego utwory hydrotermalne, stwierdzono obecność molibdenitu w chalkopiryty. Występował on w tym mineralu w formie drobnego wrostka o wymiarach 0,2 mm. Poza tym przypadkiem nie obserwowano występowania molibdenitu w towarzystwie chalkopiryty, jak również nie obserwowano go w towarzystwie pirotynu, sfaleryty i bismutu. Natomiast dość często w utworach zawierających molibdenit występują cienkie żyłki kalcytowe z pirytem, przecinające ten mineral.

Wydzielenia molibdenitu mają charakter agregatów zbudowanych z listewek. W agregatach stwierdzonych w obrębie aplitów listewki te ułożone są promieniście. Również molibdenit z pegmatytów wykazuje promieniste ułożenie listewek, mają one jednak znacznie większe wymiary w porównaniu z listewkami molibdenitu z aplitów. Natomiast wydzielenia molibdenitu spotykane na powierzchniach spękań systemu Q charakteryzują się zrostami równoległymi (pl. 2, fig. 1). Niektóre spośród tych agregatów składają się z dużych listewek o długości kilku milimetrów i mają formy wstęg, często zniętych i powyginanych. Wykazują one faliste wygaszanie światła. Obok agregatów zbudowanych z dużych osobników występują również agregaty składające się z drobnych listewek, o długości dziesiątych, a nawet setnych części milimetra. Często spotykane są również pojedyncze listewki molibdenitu rozrzucone bezładnie między agregatowymi skupieniami tego mineralu.

Pirotyt jest głównym minerałem kruszczowym w utworach hydrotermalnych z kamieniołomów strzeleńskich. Tworzy on samodzielne, monomineralne skupienia lub występuje we wspólnych agregatach razem z chalkopirytem I, sfalerytem I, a czasami również z bismutem rodzimym. W różnych typach utworów hydrotermalnych wydzielenia tego mineralu różnią się niektórymi cechami strukturalnymi oraz sposobem ułożenia w skale.

W żyłach kwarcowych oraz w cienkich żyłach aplitowych, zarówno monomineralne skupienia pirotynu, jak również skupienia zbudowane z pirotynu i towarzyszących mu innych mineralów kruszczowych, stanowią wypełnienia powszechnych w tych skałach spękań. Dlatego formy morfologiczne tych skupień są urozmaicone i uzależnione od kształtu spękań. Z reguły skupienia te są silnie wydłużone i często przechodzą w rozgałęzione i postrzępione na brzegach żyłki (pl. 1, fig. 2). Mają one charakter równoziarnistych agregatów zbudowanych z mocno ząbionych ziarn (pl. 2, fig. 2). Ziarna w centralnych partiach agregatów wykazują idiomorficzne wykształcenie, natomiast w partiach brzeżnych — hipidiomorficzne. Agregaty pirotynu występujące w obrębie żył kwarcowych mają wymiary od kilku milimetrów do 2—3 cm i zbudowane są z ziarn o wymiarach od 0,2 mm do 1 mm. Natomiast w żyłach aplitowych pirotyt tworzy znacznie mniejsze, drobnoziarniste skupienia, składające się z ziarn o wymiarach rzędu 0,05 mm.

W pegmatytach, oraz w gniazdowych utworach pomagmowych występujących na powierzchniach Q, pirotyt spotykany jest głównie w partiach bogatych w strzegomit. W obrębie skupień tego minerału oraz na ich brzegach tworzy paromilimetrowe, izometryczne wydzielenia. Wydzielenia te są gruboziarniste i składają się z reguły z dwu lub trzech ziarn, występujących w formie sześciobocznych tabliczek. Czasami spotykane są również pojedyncze ziarna tego minerału.

Należy podkreślić, że ziarna pirotytu zawierają dość często wrostki minerałów niekruszcowych, głównie kwarcu i strzegomitu.

Powszechnym zjawiskiem jest występowanie w większości ziarn pirotytu jaśniejszych i ciemniejszych pasów ułożonych na przemian (pl. 2, fig. 3). Pasy te różnią się nieznacznie barwą oraz siłą odbicia światła i intensywnością efektów dwójobicia i anizotropii.

Monomineralne wydzielenia pirotytu występują dość rzadko. Znacznie częściej spotykany jest pirotyt w agregatach z chalkopirytem, sfalerytem i bizmutem rodzimym. Kontakty ziarn pirotytu i chalkopirytu nie wykazują korozji (pl. 1, fig. 3). Chalkopiryt występuje zarówno na brzegach jak i w partiach centralnych agregatów kruszcowych. Również kontakty między pirotytem a sfalerytem nie mają charakteru korozyjnego (pl. 2, fig. 4). Sfaleryt w przeciwieństwie do chalkopirytu występuje jednak prawie wyłącznie w brzeźnych partiach skupień kruszcowych.

Na szczególną uwagę zasługuje występowanie w chalkopirycie I (pl. 3, fig. 1), a czasami również w sfalerycie I niewielkich skupień pirotytu, o kształtach owalnych, świadczące o równoczesnym powstawaniu tych trzech minerałów.

Pirotyt jest natomiast lekko korodowany przez występujący na brzegach wydzieleni kruszcowych bizmut rodzimy (pl. 3, fig. 2).

Wydzielenia pirotytu często są mocno popękane (pl. 2, fig. 2 i 4). Szczególnie intensywnie spękane są ziarna tego minerału w gniazdowych skupieniach utworów pomagmowych na szczelinach systemu Q, gdyż uległy rozratarciu podczas ruchów ślizgowych wzdłuż tych szczelin. Spękania zablźnione są kalcytem i pirytem, które często tworzą również cienką otoczkę wokół pirotytu i towarzyszących mu minerałów kruszcowych.

W sąsiedztwie wypełnionych kalcytem i pirytem spękań bardzo często obserwuje się skupienia melnikowitu, melnikowit-pirytu i melnikowit-markasytu (pl. 3, fig. 3 i 4 oraz pl. 4, fig. 1), które czasami całkowicie zastępują pirotyt (pl. 4, fig. 2 i 3). Intensywne tworzenie się tych minerałów zachodziło również wzdłuż płaszczyzn łupliwości pirotytu.

Chalkopiryt I jest w utworach zbudowanych z paragenez hydrotermalnych drugim, co do częstości występowania, minerałem kruszcowym. Towarzyszy on pirotynowi oraz sfalerytowi I, tworząc z tymi minerałami wspólne agregaty, a czasami również występuje w samodzielnych monomineralnych wydzieleniach. Wydzielenia chalkopirytu mają ksenomorficzne formy (pl. 4, fig. 4). Są to z reguły wydłużone, a na brzegach intensywnie rozgałęzione. Kontakty chalkopirytu I z pirotytem i sfalerytem I nie mają charakteru korozyjnego (pl. 1, fig. 3; pl. 2, fig. 4).

W świetle odbitym chalkopiryt I charakteryzuje się żółtą barwą z lekkim zielonkawym odcieniem. Przy skrzyżowanych nikołach widoczna jest silna anizotropia, ujawniająca interesujące zblźnienia (pl. 5, fig. 1). W chalkopirycie I często występuje, zgodnie z płaszczyzną łupliwości, waleryt (pl. 5, fig. 1 i 2) oraz spotykane są „gwiazdki” sfalerytu (pl. 5, fig. 3). W jednym z preparatów, wykonanym z materiału pobranego z hydrotermalnych utworów występujących w pegmatycie, stwierdzono również wewnątrz ziarna chalkopirytu wrostek molibdenitu.

Należy podkreślić, że chalkopiryt nie wykazuje żadnych przeobrażeń, nawet

w tych agregatach, w których pirotyt uległ częściowemu lub całkowitemu zastąpieniu melnikowitem, melnikowit-pirytem i melnikowit-markasytem (pl. 5, fig. 4).

Chalkopiryty II występuje wyłącznie wewnątrz sfalerytu I, gdzie tworzy wydzielenia listewkowate lub owalne. Wydzielenia te ułożone są zgodnie z kierunkami łupliwości sfalerytu (pl. 6, fig. 1). W obrębie wydzieleni chalkopiryty II spotykany jest waleryt oraz rzadziej kubanit (pl. 6, fig. 2).

Waleryt tworzy drobne wydzielenia w chalkopirycie I oraz w chalkopirycie II. Wydzielenia te mają kształty przecinkowate, gwiazdkowate, lub tworzą długie listewki (pl. 5, fig. 1—3; pl. 6, fig. 2). Waleryt ułożony jest zgodnie z kierunkami krystalograficznymi chalkopiryty.

Kubanit stwierdzony został wyłącznie w chalkopirycie II, gdzie tworzy wąskie listewki (pl. 6, fig. 2), czasami charakterystycznie rozgałęzione. W wielu wydzieleniach chalkopiryty II spotykane są zarówno wydzielenia kubanitu jak i walerytu. Częściej jednak te dwa minerały występują oddzielnie w różnych wydzieleniach chalkopiryty II.

Sfaleryt I występuje w znacznie mniejszych ilościach niż pirotyt, jest natomiast równie często spotykany jak chalkopiryty I. Makroskopowo wykazuje ciemną, prawie czarną barwę. Na zwietrzalych powierzchniach pokrywa się wyraźnie widocznym żelazistym nalotem. W mikroskopie stwierdzono bardzo słabe refleksy wewnętrzne, których jednak nie wykazują grubsze ziarna. W ziarnach sfalerytu I często występują drobne wydzielenia chalkopiryty III (pl. 3, fig. 4) oraz pl. 6, fig. 1) z walerytem i kubanitem. Czasami również spotykane są owalne wydzielenia pirotytu. Minerale te ułożone są zgodnie z kierunkami płaszczyzn łupliwości sfalerytu.

Wydzielenia sfalerytu I są ksenomorficzne. Wypełniają one przestrzenie między minerałami niekruszcowymi (pl. 6, fig. 3), przede wszystkim między ziarnami kwarcu, tworząc intensywnie rozgałęzione formy o urozmaiconych, z reguły mocno wydłużonych kształtach. Bardzo często, zwłaszcza na powierzchniach szczelin Q, sfaleryt I spotykany jest również w towarzystwie skupień strzegomitu, gdzie występuje w wydzieleniach izometrycznych, postrzępionych na brzegach (pl. 6, fig. 4).

Sfaleryt I tworzy wspólne agregaty z pirotytem i chalkopirytem (pl. 3, fig. 1) grupując się głównie na brzegach agregatów. Kontakty sfalerytu z tymi minerałami nie wykazują cech korozyjnych. Wymiary wydzieleni sfalerytu wchodzących w skład tych wspólnych agregatów są niewielkie, rzędu 1—3 mm. Czasami jednak spotykane są również duże, parocentymetrowe kruszcowe wydzielenia składające się głównie ze sfalerytu I, a nawet wyłącznie z tego minerału.

Sfaleryt I bardzo często pokryty jest cienką otoczką pirytowo-kalcytową (pl. 6, fig. 3). Żyłki pirytu czasami wnikają w ten minerał i przecinają go. Niektóre wydzielenia sfalerytu są intensywnie popękane, a spękania zabliznione są kalcytem (pl. 2, fig. 4 oraz pl. 6, fig. 4), który występuje również na brzegach wydzieleni tego minerału.

Sfaleryt II występuje wyłącznie w chalkopirycie I, gdzie tworzy drobne wydzielenia w formie delikatnych, silnie postrzępionych na brzegach „gwiazdek” (pl. 5, fig. 3). Gwiazdki te grupują się z reguły w tych partiach chalkopiryty I, w których obecny jest również waleryt. Cechy optyczne sfalerytu II zbliżone są do cech optycznych sfalerytu I.

Bismut rodzimy stwierdzony został jedynie w kilku szlifach wykonanych z próbek pobranych z okruszczonych żył kwarcowych oraz z cienkich żył aplitowych bogatych w kwarc żyłowy. Jeszcze rzadziej spotykany jest na szczelinach systemu Q, w pobliżu skupień utworów pochodzenia hydrotermalnego.

Wydzielenia bismutu są niewielkie i można je obserwować jedynie w mikroskopie. Mają one charakter drobnoziarnistych agregatów, bardzo trudno polegujących się i ulegających wykruszeniu. Grupuje się on głównie między ziarnami

pirotynu lub na brzegach wydzieleni pirotynowych. Na kontakcie obu minerałów obserwowuje się lekko zaznaczony proces korodowania pirotynu przez bismut (pl. 3, fig. 2). W pojedynczych przypadkach obserwowano samodzielnie występujące skupienia bismutu rodzimego, wypełniające spękania w kwarcu, oraz wspólne wydzielenia z pirytem. Kontakty bismutu z pirytem wykazują czasami znamiona równoczesnego wydzielenia się tych dwu minerałów, czasami natomiast bismut korodowany jest przez piryt.

Piryt spotykany jest we wszystkich odmianach utworów pomagmowych. Mineral ten tworzy razem z kalcytem delikatne żyłki wypełniające drobne spękania w skale (pl. 6, fig. 3) oraz w molibdenicie, pirotynie i obu generacjach chalkopiryty i sfalerytu. Żyłki pirytowo-kalcytowe szczególnie często spotykane są w rozbitych wskutek ruchów ślizgowych utworach pomagmowych. Należy podkreślić, że piryt i kalcyt w przeciwieństwie do molibdenitu, pirotynu oraz obu generacji chalkopiryty i sfalerytu z reguły nie podlegały rozrębieniu czy też popękaniu. Niektóre wydzielenia pirytowo-kalcytowe są jednak lekko pokruszone.

Melnikowit makroskopowo obserwowany jest jako ziemisty minerał o ciemnej barwie. Tworzy on kolonorficzne wydzielenia, koncentrycznie ułożone w partiach intensywnie zmienionego pirotynu (pl. 3, fig. 3). Partie te charakteryzuje jaśniejsza barwa i inna anizotropia niż u typowego pirotynu. Według P. Ramdohra (1960) tego rodzaju utwory są utworami pośrednimi między pirotynem a melnikowitem. Tworzenie się melnikowitu często następuje wokół rozszerzeń żyłek pirytu, przecinającego pirotyn.

Melnikowit powszechnie ulega rekrystalizacji, przechodząc w melnikowit-piryt i melnikowit-markasyt.

Melnikowit-piryt najczęściej występuje w obrębie pirotynu lub tworzy samodzielne wydzielenia, w których zachowały się jedynie reliktki pirotynu. Często jednak w wielu wydzieleniach, reliktów pirotynu nie obserwuje się. Wydzielenia melnikowit-piryty są z reguły intensywnie postrzępione na brzegach i zachowują typową popirotynową lupliwość (pl. 4, fig. 2). Niektóre partie melnikowit-piryty mają charakter drobnoziarnistych agregatów przenośniętych z drobnoagregatowym melnikowit-markasytem (pl. 4, fig. 3). Z reguły ostro przechodzą one w agregaty gruboziarniste (pl. 4, fig. 3). Obserwuje się również partie zbudowane jedynie z melnikowit-piryty.

Melnikowit-markasyt występuje wyłącznie we wspólnych agregatach z melnikowit-pirytem. W obrębie tych agregatów tworzy bądź drobnoziarniste wydzielenia, bądź też wydzielenia gruboziarniste, mocno pozazębiane z ziarnami melnikowit-piryty (pl. 4, fig. 3). Kształty wydzieleni markasytu są różne. Obok wydzieleni listewkowatych pojawiają się owalne wydzielenia izometryczne, lekko postrzępione na brzegach. Częste są również wydzielenia o urozmaiconych kształtach, wypełniające przestrzenie między ziarnami melnikowit-piryty.

ROZWIÓJ MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ

Powstanie mineralizacji kruszcowej w granitoidach z okolic Strzelina związane było z intruzją resztkowego stopu pomagmowego. Przedstawione w poprzednich rozdziałach obserwacje wskazują, że procesy mineralizacji rozwijały się stopniowo i zachodziły w zmieniających się warunkach.

Kolejność wydzielania minerałów kruszcowych ilustruje figura 1. Schemat ten jest uproszczony, gdyż nie uwzględnia przejściowych faz mineralnych.

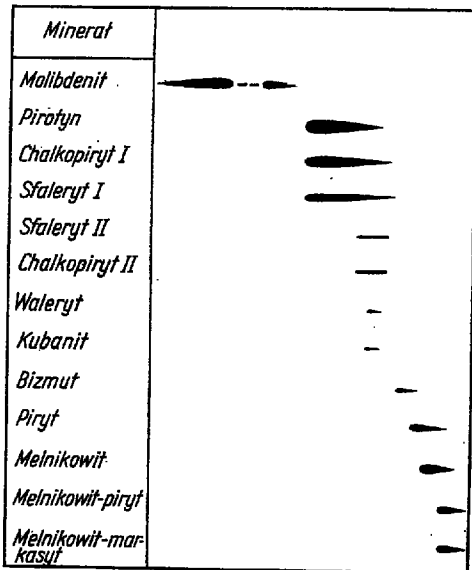


Fig. 1

Schemat kolejności wydzielania się minerałów kruszcowych w utworach pomagmowych granitoidów strzeżlińskich

Succession of ore mineral formation in post-magmatic deposits of the Strzeżliń granitoids

Najwcześniejsza mineralizacja kruszcowa utworzyła się w związku z intruzją resztkowego stopu pomagmowego, którego konsolidacja dała grube żyły aplitowe. Stop ten wzbogacony był w molibden, wydzielający się w postaci molibdenitu.

Dalsze procesy mineralizacji kruszcowej zachodziły po utworzeniu się szczelin systemu Q, które ułatwiały doprowadzenie i krążenie roztworów. Początkowo procesy te zachodziły na niewielką skalę i wyrażały się kontynuowaniem mineralizacji molibdenitowej w utworach wczesnych etapów pomagmowych.

Główne natężenie mineralizacji kruszcowej miało miejsce po utworzeniu żył kwarcowych. Roztwory kruszconośne bogate w żelazo, miedź i cynk, a początkowo również w molibden, doprowadzone szczelinami Q, wnikały we wcześniej powstałe utwory pomagmowe oraz w znajdujący się na kontakcie z tymi utworami granitoid. Wytrącające się z roztworów minerały zablizniały drobne spękania w kwarcu żyłowym oraz krystalizowały w szczelinach systemu Q, a także w miarolach występujących w żyłach pegmatytowych.

W etapie tym tworzyły się niewielkie ilości molibdenitu, a obficie wydzielaly się: pirotyn, chalkopiryt, sfaleryt, waleryt i kubanit. Następowalo również tworzenie się bizmutu rodzimego, pirytu, melnikowitu, melnikowit-pirytu i melnikowit-markasytu. Minerale te powstawały

w określonej kolejności i w miarę spadku temperatury ulegały przeobrażeniom.

Najwcześniej powstał pirotyn, chalkopiryt *I* i sfaleryt *I*, którym początkowo towarzyszyła wygasająca mineralizacja molibdenitowa. Występujące w pirotynie jaśniejsze i ciemniejsze lamelki wskazują, że wydzielający się z roztworu kruszczonego pirotyn stanowił pierwotnie roztwór stały dwu modyfikacji tego minerału, „pirotynu *I'*” i „pirotynu *II'*” (por. Ramdohr 1960). Również charakter zbliżniaczeń chalkopirytu *I* wskazuje, że minerał ten, posiadający obecnie symetrię tetragonalną, wydzielił się pierwotnie w odmianie regularnej. Obecne w chalkopirycie *I* struktury rozpadu ze sfalerytem, walerytem i kubanitem pozwalają przypuszczać, że odmiana ta stanowiła roztwór stały z siarczkami żelaza i cynku. Podobnie sfaleryt *I* stanowił roztwór stały z chalkopirytem o symetrii regularnej.

Roztwór stały dwu wspomnianych modyfikacji pirotynu, według P. Ramdohra (1960), tworzy się w wysokich temperaturach, podobnie regularna odmiana chalkopirytu trwała jest powyżej temperatury 550° C (Kullerud 1964), a poniżej tej temperatury przechodzi w chalkopiryt o symetrii tetragonalnej. Również roztwór stały sfalerytu z chalkopirytem regularnym tworzy się powyżej temperatury 550° C. Opisane wyżej fazy mineralne powstały zatem w wysokich temperaturach, najprawdopodobniej przekraczających 550° C. W tego rzędu temperaturach tworzyła się również resztkowa mineralizacja molibdenitowa. Natomiast wcześniejsza od tego zespołu mineralnego główna faza mineralizacji molibdenitowej miała prawdopodobnie miejsce w temperaturach jeszcze wyższych. Po obniżeniu się temperatury poniżej 550° C w wydzielonych uprzednio fazach mineralnych zaszło szereg zmian. W wyniku rozpadu roztworów stałych powstały dwie modyfikacje pirotynu. Obniżenie temperatury spowodowało również przejście chalkopirytu regularnego w tetragonalny chalkopiryt *I* oraz odmieszanie się siarczku cynku i powstanie sfalerytu *II*. W tym samym czasie nastąpił również rozpad roztworu stałego chalkopirytu w sfalerycie, w wyniku czego powstał sfaleryt *I* oraz chalkopiryt *II*. Cechy optyczne sfalerytu *I* wskazują na podwyższoną zawartość żelaza, charakterystyczną dla sfalerytów powstałych w wysokich temperaturach. Również chalkopiryt *I* i chalkopiryt *II* zawierały podwyższoną domieszkę żelaza. W wyniku dalszego obniżania się temperatury, nastąpił w chalkopirycie *I* i chalkopirycie *II* następny etap odmieszania się roztworów stałych. W wyniku tego procesu powstał w chalkopirycie *I* waleryt, a w chalkopirycie *II* obok walerytu również kubanit. Ten ostatni proces zachodził prawdopodobnie w przedziale temperatur 250—200° C (por. Ramdohr 1960). Nieznaczne ilości chalkopirytu i sfalerytu nie zawierające struktur rozpadowych tworzyły się poniżej tej temperatury.

Charakter kontaktów między ziarnami pirotynu a bizmutem rodzi-

mym wskazuje, że minerał ten powstał później od pirotynu, a zatem również później od chalkopiryty I i sfalerytu I. Na podstawie wykonanych badań trudno jest stwierdzić, w jakich temperaturach następowało wydzielanie się tego minerału, jednak wydaje się, że proces ten mógł zachodzić jedynie poniżej 271° C (temperatura topnienia bizmutu).

Pod koniec działalności procesów pomagmowych następowało tworzenie się mineralizacji pirytowo-kalcytowej. Mineralizacja ta rozpoczęła się pod koniec mineralizacji bizmutowej, jednak interwał czasowy jej tworzenia był dłuższy. Najintensywniejsze wydzielanie się piryty i kalcytu zachodziło w warunkach rozładowywania naprężeń tektonicznych wyrażających się popękaniem wszystkich dotychczas powstałych utworów pomagmowych, a czasem również ich rozarciem na skutek ruchów ślizgowych. Piryty i kalcyty zabiłniały nowo powstałe spękania i w związku z tym pojawiają się we wszystkich utworach pomagmowych, gdzie często przecinają uprzednio powstałe minerały kruszcowe. Obserwacje wykazały, że żyłki pirytowo-kalcytowe tworzyły się częściowo przed okresem ruchów, jednak główny proces ich tworzenia miał miejsce w czasie zachodzących ruchów ślizgowych oraz po ich ustaniu.

Powstawanie mineralizacji pirytowo-kalcytowej związane było z dalszą zmianą warunków fizyko-chemicznych w roztworach pomagmowych. Zmiana ta wyraziła się nie tylko obniżeniem temperatury, ale prawdopodobnie również doprowadzeniem większej ilości siarki. Spowodowało to zastępowanie pirotynu melnikowitem. Proces ten doprowadził do całkowitego zastąpienia pirotynu w tych żyłach, które szczególnie intensywnie podlegały rozrariu. Zastępowanie pirotynu melnikowitem zachodzi najczęściej w warunkach hipergenicznych (Ramdohr 1960). W tym przypadku jednak prawdopodobnie spowodowane ono było oddziaływaniem niskotemperaturowych roztworów. Za takim przebiegiem tego procesu przemawia obecność świeżych ziarn chalkopiryty obok ziarn pirotynu podlegających zastąpieniu melnikowitem. Gdyby zastępowanie zachodziło w warunkach hipergenicznych, chalkopiryty musiałby być również zastępowany minerałami miedzi trwałymi w tych warunkach.

Melnikowit przeszedł w wyniku następującej później rekrytalizacji w melnikowit-piryty oraz melnikowit-markasyt. Utworzenie się tych minerałów zakończyło procesy mineralizacji i endogenicznych przeobrażeń minerałów kruszcowych.

ZAKOŃCZENIE

Granitoidowy masyw strzełiński według dotychczasowych poglądów uważany był za intruzję płonną. Przedstawione wyżej obserwacje wykazały, że roztwory związane z różnicowaniem się resztkowego stopu po-

magmowego wzbogacone były w kruszce. Minerale kruszcowe najintensywniej tworzyły się w temperaturach wysokich, przekraczających 550°C, a z nieco mniejszym natężeniem w temperaturach średnich i niskich.

Opisane przejawy mineralizacji kruszcowej wskazują na możliwość występowania w masywie strzelińskim poważniejszych koncentracji kruszców polimetalicznych. Uzasadnia to potrzebę dalszych badań obejmujących cały strzeliński masyw granitoidowy wraz z jego osłoną metamorficzną.

*Institut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w czerwcu 1971 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BEHR J. 1921. Erläuterungen zur Geologischen Karte v. Preussen. Blatt Strehlen. Geol. L.-A. Berlin.
- BERES B. 1969. Petrografia granitu Strzelina i okolicy (Petrography of granite of the environments of Strzelin). — Arch. Miner., t. 23, z. 2. Warszawa.
- CLOOS H. 1922. Über Ausbau und Anwendung der granittektonischen Methode. — Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F., H. 89. Berlin.
- KOWALSKI W. 1967. Geochemia potasu, sodu, wapnia, rubidu, ołowiu, baru i strontu w granitoidach sudeckich i ich pegmatytach (Geochemistry of potassium, sodium, calcium, rubidium, lead, barium and strontium in Sudetic granitoids and their pegmatites). — Arch. Miner., t. 27, z. 1. Warszawa.
- KULLERUD G. 1964. Review and evaluation of recent research on geologically significant sulfide-type systems. — Fortschr. Miner. Kristallogr. Petrogr., Bd. 41, No. 2. Stuttgart.
- OBERC J. 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich (Geology of crystalline rocks of the Wzgórza Strzelińskie Hills). — Studia Geol. Pol., vol. 20. Warszawa.
- RAMDOERF P. 1960. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag. Berlin.
- SCHUHMACHER E. 1878. Die Gebirgsgruppe des Rummelsberges bei Strehlen. — Z. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 30. Berlin.
- TRAUBE H. 1868. Die Minerale Schlesiens. Breslau.

SUMMARY

ABSTRACT: Indications of ore mineralization in the Strzelin granitoids (Lower Silesia) were analysed by means of reflected-light studies. Occurrence of molybdenite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, vallerite, cubanite, native bismuth, pyrite, melnikovite, melnikovite-pyrite and melnikovite-marcasite was recorded. The ore mineralization originated as an effect of post-magmatic solutions connected with Variscan intrusion of the Strzelin granitoids.

INTRODUCTION

A small elevation in the vicinity of Strzelin is built of Variscan granitoids and pre-Cambrian crystalline schists emerging from the Quaternary cover. The granitoids may be observed in two large quarries, and two textural types may be distinguished — fine- and medium-grained ones. Both of them are of adamellite composition (Bereś 1969) and are characterized by hypautomorphic texture, partly obliterated by deuteritic phenomena and metasomatic processes of replacement of plagioclases by potassium feldspars.

The granitoids are cut by fractures arranged in three systems (Closs 1922): system *Q* with strike from 165 to 180° and dips from 45° to 70° W, system *L* including horizontal fractures, and system *S* with steep fractures with strikes about 80°. Fractures of the system *Q* are healed with various post-magmatic deposits with a rich ore mineralization.

Among the researchers studying the Strzelin massif the opinion is commonly held that this granitoid intrusion is devoid of ore mineralization. The present study reveals that this viewpoint is invalid.

CHARACTERISTICS OF POST-MAGMATIC DEPOSITS

The post-magmatic formations occurring in the Strzelin granitoids are represented by aplites, pegmatites and hydrothermal deposits. All these formations heal fractures of the system *Q*, except for large aplite veins.

Aplites form two types of veins. The first type is represented by large veins reaching c. 1 m in thickness. Contrary to the remaining post-magmatic formations they occur independently from the fractures cutting the granitoids, because they originated before the formation of the oldest fracture system *Q*. The aplite forming these veins consists of quartz, microcline, plagioclase, muscovite, biotite, garnet and zircon.

Aplites of the second type originated after formation of fracture system *Q* and heal these fractures in the form of veins, 1 to 20 cm thick. Their composition is similar to that of the aplites discussed above, differing in larger content of garnet and zircon and the common occurrence of vein quartz.

Molybdenite was recorded in aplites of the first type and aplite veins of the second type, devoid of vein quartz. Concentrations of this mineral were noted in central parts of the veins, rich in garnet and zircon.

Pegmatites are somewhat less common and form veins, 1 to 25 cm thick, healing fractures *Q*. Some of these veins consist exclusively of quartz, feldspars, mica and red garnet and are devoid of ore minerals. In other veins, tourmaline, topaz, beryllium, apatite and albite were also recorded; ore minerals are here represented by molybdenite.

Hydrothermal deposits occur in some pegmatites or form independent veins, up to 10 cm thick, healing the fractures *Q*. They are represented mainly by quartz veins.

Quartz veins, like the pegmatites and thin aplite veins with vein quartz, were subjected twice to fracturing. Earlier fractures were healed with titanite, strigovite, epidote, desmine, kaoline and psilomelane. These minerals also form individual veins and nesting-habit concentrations in fractures of the system *Q*. These fractures are also filled with ore minerals (Pl. 1, Fig. 1); hence they form the richest ore mineralization in post-magmatic deposits of the Strzelin granitoids.

Ore minerals, among which pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite were optically identified, form veinlets (Pl. 1, Figs 2—3) occasionally penetrating the granitoid (Pl. 1, Fig. 4).

Younger fractures cutting all older deposits are healed with pyrite-calcite veinlets.

CHARACTERISTICS OF ORE MINERALS

In post-magmatic deposits, molybdenite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite and pyrite were macroscopically identified. Microscopic studies in reflected light enabled the occurrence of vallerite, cubanite, native bismuth, melnikovite, melnikovite-pyrite and melnikovite-marcasite to be noted.

Molybdenite is the only ore mineral occurring in deposits of the early post-magmatic stages. Single occurrences of this mineral were also noted in the hydrothermal deposits (Pl. 2, Fig. 1), where it was exceptionally accompanied by pyrrhotite, chalcopyrite *I* and sphalerite *I*.

Pyrrhotite, the main ore mineral of the hydrothermal deposits, forms evengrained aggregates (Pl. 2, Fig. 2). Pyrrhotite grains are built of lighter and darker bands (Pl. 2, Fig. 3) being two modifications of this mineral (cf. Ramdohr 1960). Pyrrhotite occurs together with chalcopyrite *I* (Pl. 1, Fig. 3; Pl. 3, Figs 1—2) and sphalerite *I* (Pl. 2, Fig. 4), forming common separations with these minerals. These minerals also occur in separations of xenomorphic shapes, independent of pyrrhotite (Pl. 4, Fig. 4; Pl. 6, Figs 3—4). Twinning noted in chalcopyrite *I* (Pl. 5, Fig. 1) point to the fact that the chalcopyrite exhibiting tetragonal symmetry at present, originated initially as regular variety. In chalcopyrite *I*, the vallerite and sphalerite *II* occur along the cleavage planes (Pl. 5, Figs 2—3). Separations of chalcopyrite *II* in highly-irony sphalerite *I* are similarly oriented (Pl. 3, Fig. 1; Pl. 6, Figs 1—3). Segregations of vallerite and cubanite are present in chalcopyrite *II* (Pl. 6, Fig. 2). The minerals discussed are accompanied by native bismuth (Pl. 3, Fig. 2), pyrite (Pl. 6, Fig. 3), melnikovite arising at the cost of pyrrhotite, and melnikovite-pyrite and melnikovite-marcasite (Pl. 3, Figs 3—4; Pl. 4, Figs 1—3; Pl. 5, Fig. 4).

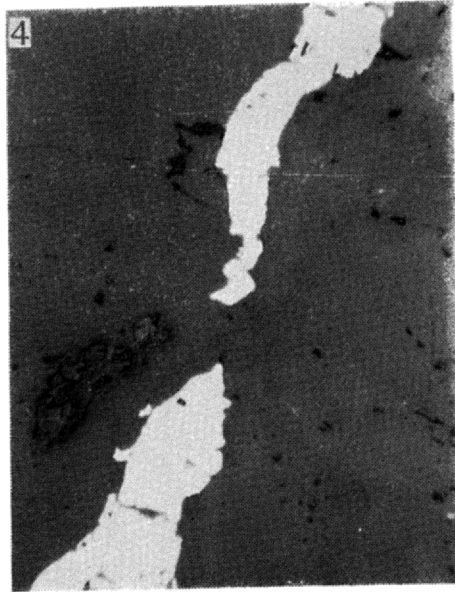
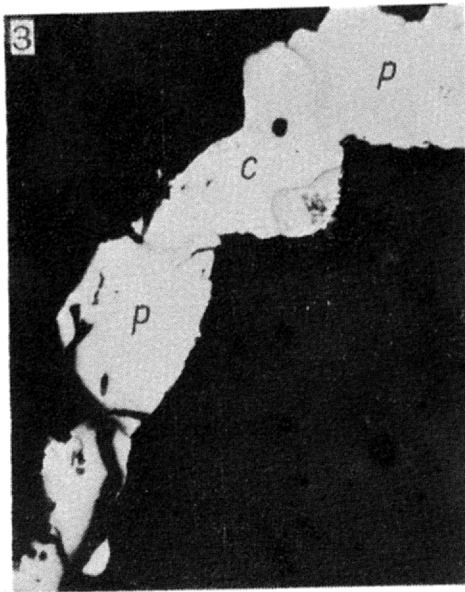
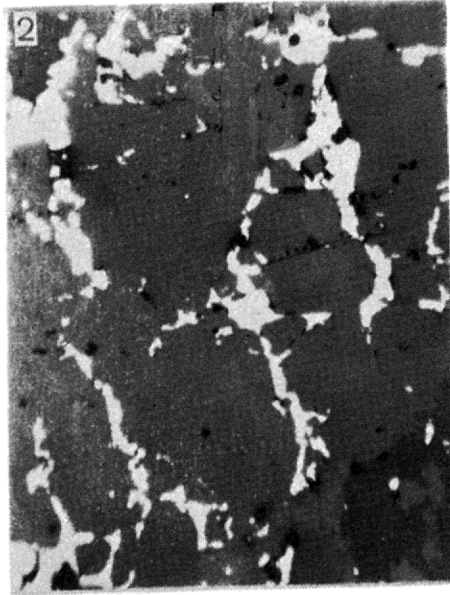
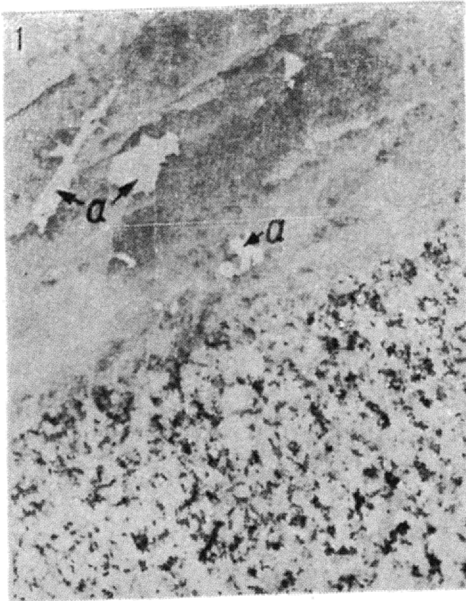
DEVELOPMENT OF MINERALIZATION

The processes of post-magmatic ore mineralization developed gradually (Fig. 1). The earliest mineralization was molybdenite, taking place at high temperatures, exceeding 550°C. Somewhat later the main processes of ore mineralization took place, being expressed by formation of pyrrhotite, a solid solution of two modifications of this mineral, namely chalcopyrite with iron and zinc sulphide solutions and irony sphalerite in solid solution with regular chalcopyrite. The mineral phases mentioned above originated in temperatures exceeding 550°C (cf. Ramdohr 1960, Kullerud 1964). Decrease of temperature resulted in initiation of solid solution decomposition. Pyrrhotite consisting of two modifications ("pyrrhotite *I*" and "pyrrhotite *II*", cf. Ramdohr 1960) originated and chalcopyrite with regular symmetry passed into tetragonal chalcopyrite *I*. At the same time separation of zinc sulphide took place and sphalerite *II* originated; moreover, solid solution of chalcopyrite and sphalerite decomposed resulting in sphalerite *I* and chalcopyrite *II*.

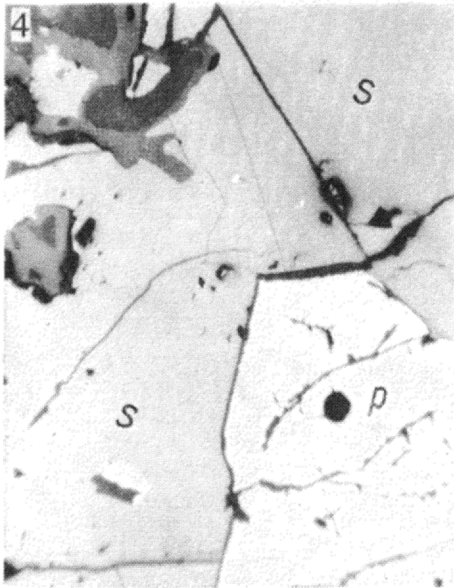
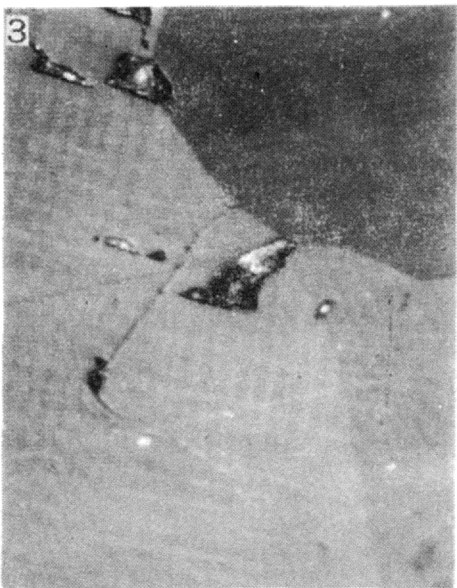
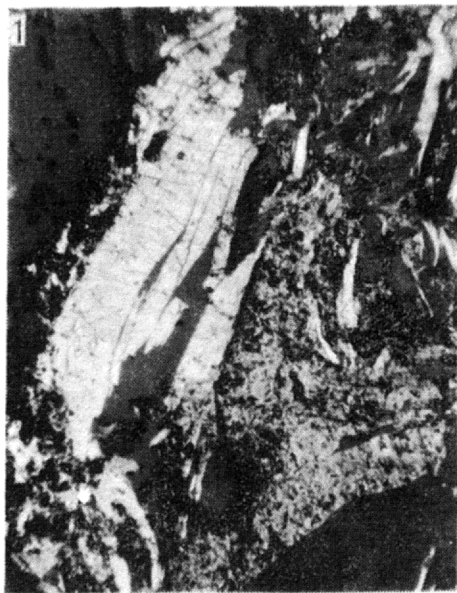
The second stage of separation of solid solution in chalcopyrites I and II resulting in origin of vallerite and cubanite, took place at the temperature of 250–200°C (cf. Ramdohr 1960).

Further mineralization, expressed by formation of native bismuth and, later, pyrite, proceeded at lower temperatures and with increased sulphur content in solutions. Presence of sulphur resulted in the substitution of pyrrhotite by melnikovite, which changed into melnikovite-pyrite and melnikovite-marcasite due to recrystallization.

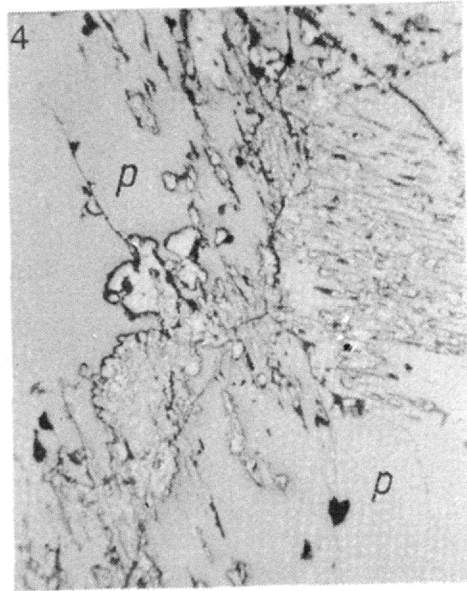
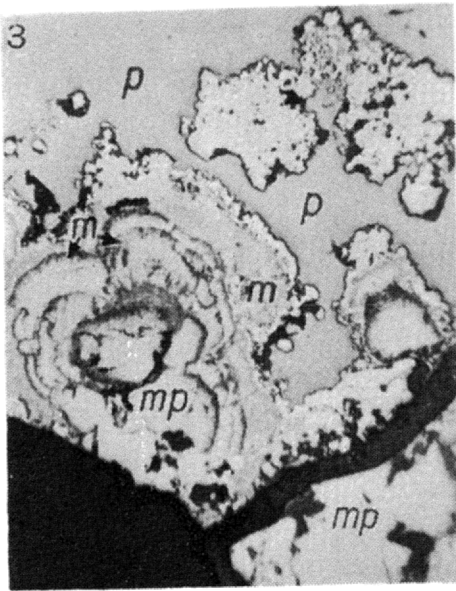
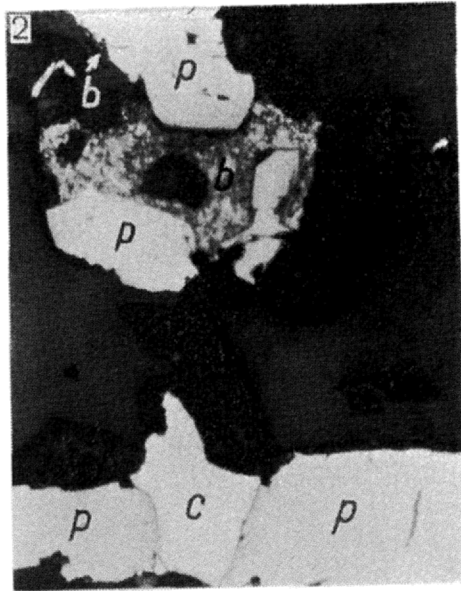
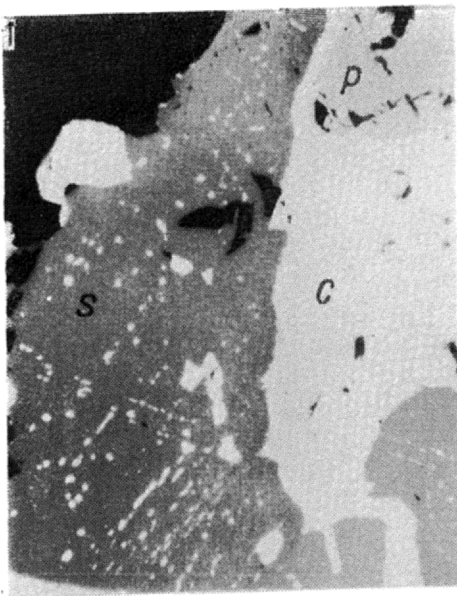
*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, June 1971.*



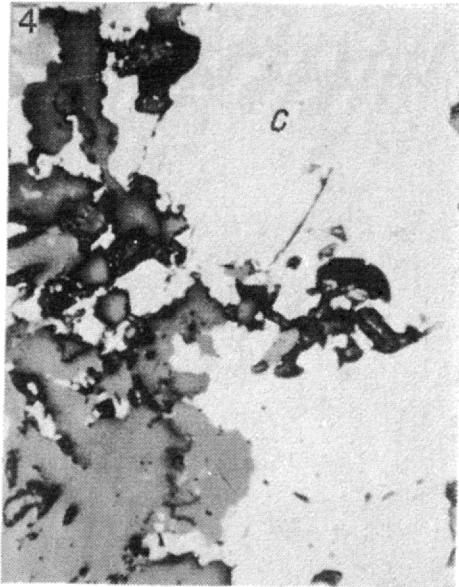
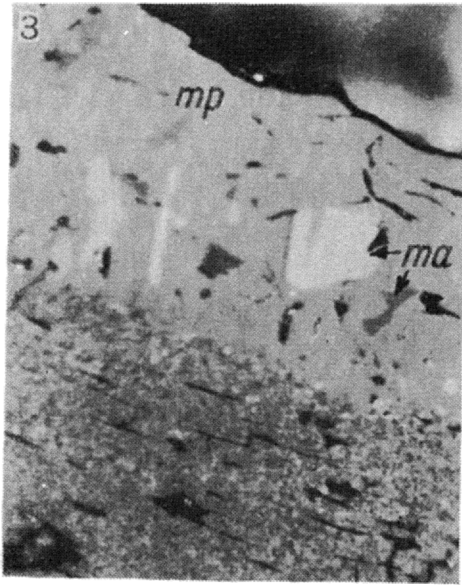
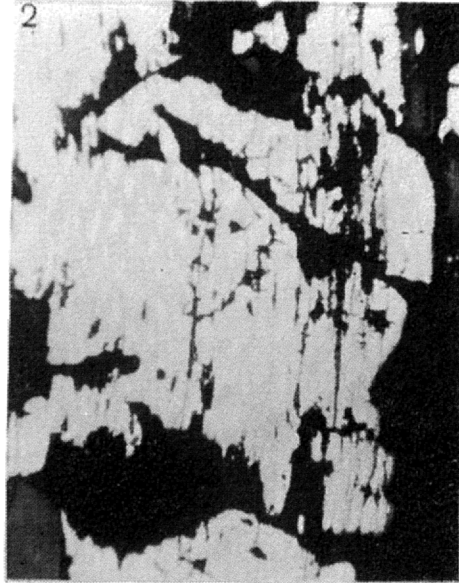
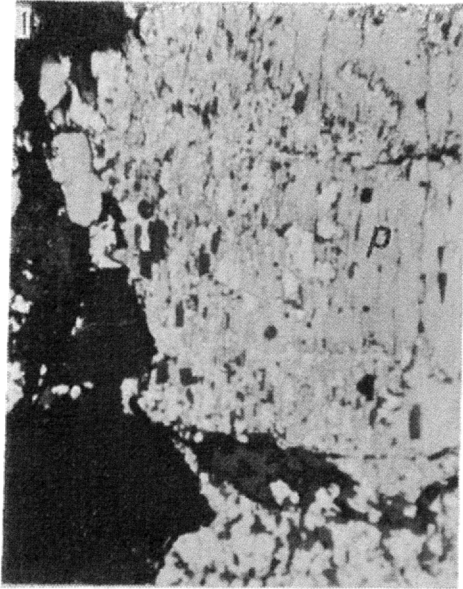
- 1 — Występowanie minerałów kruszczowych (a) w żyłę kwarcowej; wypolerowana powierzchnia, $\times 1,5$.
Ore minerals (a) in quartz vein; polished section, $\times 1.5$.
- 2 — Występowanie minerałów kruszczowych (białe) w żyłę kwarcowej; światło odbite, $\times 40$.
Ore minerals (white) in quartz vein; reflected light, $\times 40$.
- 3 — Żyłka kruszczowa w kwarcu; p pirotyt, c chalkopiryt; światło odbite, $\times 60$.
Ore vein cutting quartz; pyrrhotite (p), chalcopyrite (c); reflected light, $\times 60$.
- 4 — Występowanie minerałów kruszczowych (białe), w granitoidzie na kontakcie z żyłą kwarcową; światło odbite, $\times 60$.
Ore minerals (white) in granitoid at the contact with quartz vein; reflected light, $\times 60$.



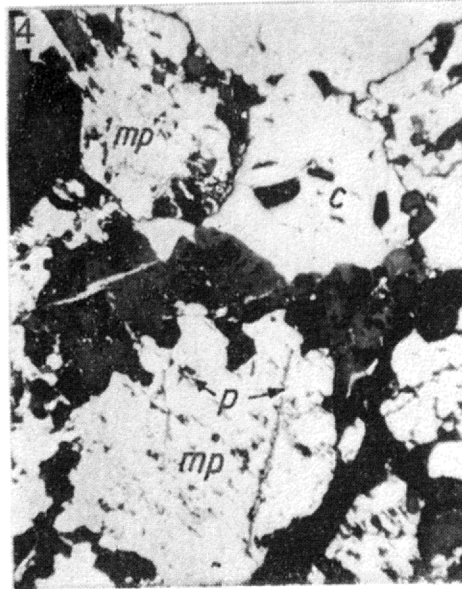
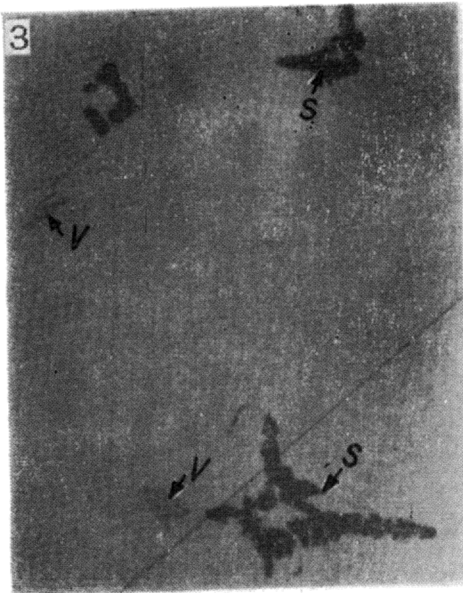
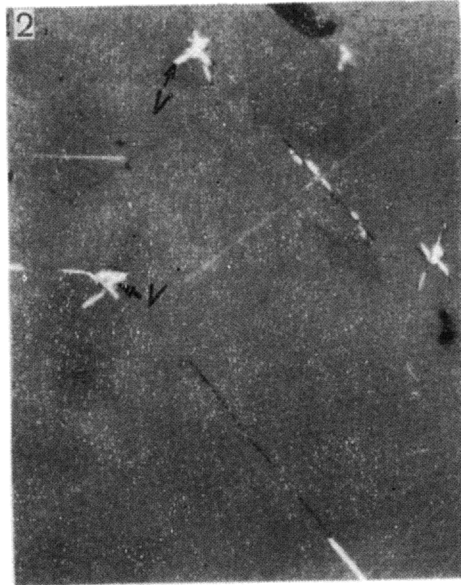
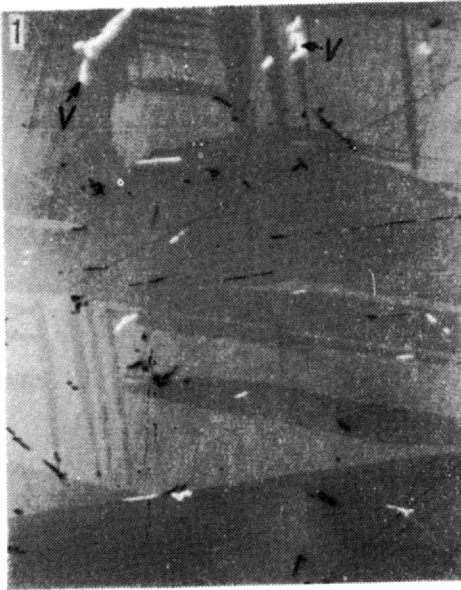
- 1 — Wydzielenie molibdenitu (białe) w gniazdowych utworach pomagmowych grupujących się na szczelinach systemu Q; światło odbite, $\times 120$.
Separation of molybdenite (white in nesting-habit post-magmatic deposits concentrated along fractures of the system Q; reflected light, $\times 120$.
- 2 — Grubokrystaliczny agregat pirotytynu w żyłce kwarcowej; w pirotytynie widoczne liczne spękania o nieregularnym przebiegu; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 60$.
Coarse-crystalline pyrrhotite in quartz vein. Pyrrhotite grains are cut by numerous irregular fractures; reflected light, nicols crossed, $\times 60$.
- 3 — Ziarna pirotytynu zbudowane z jaśniejszych i ciemniejszych lamelek; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Pyrrhotite crystals consisting of lighter and darker lamellae; reflected light, oblique nicols, $\times 250$.
- 4 — Wspólne wydzielenia sfalerytu I (s) z pirotytynem (p). Spękania w minerałach kruszcowych wypełnione są kalcytem. Światło odbite, $\times 60$.
Common separations of sphalerite I (s) and pyrrhotite (p), fractures cutting ore minerals healed with calcite; reflected light, $\times 60$.



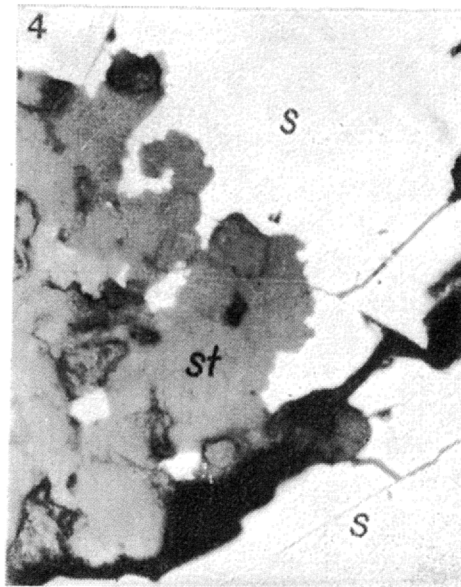
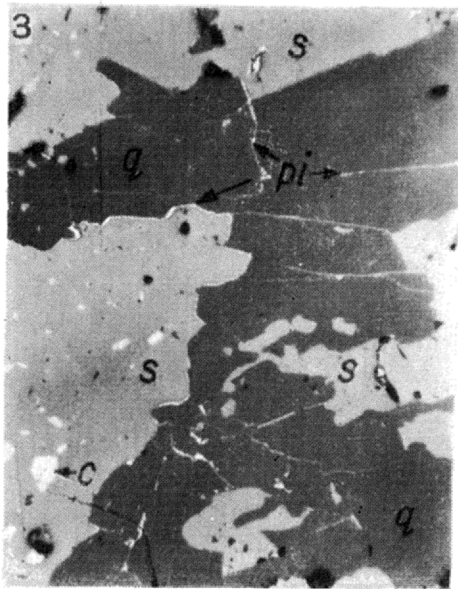
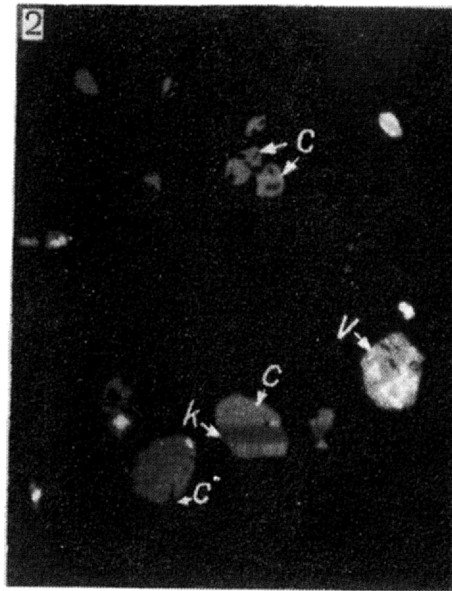
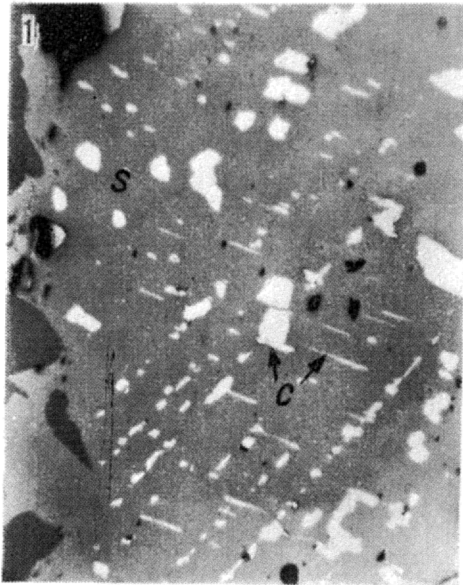
- 1 — Wspólne wydzielenie sfalerytu I (s), chalkopirytu I (c) oraz pirotynu (p); w sfalerycie widoczne okrągłe i listewkowate wydzielenia chalkopirytu II; światło odbite, $\times 120$.
Common separations of sphalerite I (s), chalcopyrite I (c), and pyrrhotite (p). Circular and linear separations of chalcopyrite II in sphalerite are visible; reflected light, $\times 120$.
- 2 — Wydzielenia pirotynu (p — z widoczną lupliwością) z chalkopirytem (c) oraz bizmudem rodzimym (b); światło odbite, $\times 120$.
Separations of pyrrhotite (p) with distinct cleavage, chalcopyrite (c) and native bismuth (b); reflected light, $\times 120$.
- 3 — Wydzielenia melnikowit-pirytu (mp) w pirotynie (p); widoczne zachowane resztki melnikowitu (m) ułożone koncentrycznie; światło odbite, $\times 120$.
Separations of melnikovite-pyrite (mp) in pyrrhotite (p); relics of melnikovite (m) concentrically arranged; reflected light, $\times 120$.
- 4 — Zastępowanie wzdłuż spękań i lupliwości pirotynu (p) melnikowitem, melnikowit-pirytem i melnikowit-markazytem; światło odbite, $\times 120$.
Substitution of pyrrhotite (p) by melnikovite, melnikovite-pyrite and melnikovite-mar-
casite along the fractures and cleavage planes; reflected light, $\times 120$.



- 1 — Pirotyt (*p*) zastąpiony w znacznym stopniu melnikowit-pirytem i markasytem (jaśniejsze); światło odbite, $\times 120$.
Pyrrhotite (*p*) substituted by melnikovite-pyrite and marcasite (lighter) in a significant degree; reflected light, $\times 120$.
- 2 — Wydzielenie melnikowit-pirytu z zachowaną po-pirotynową łupliwością; światło odbite, $\times 120$.
Separations of melnikovite-pyrite with post-pyrrhotite cleavage preserved; reflected light, $\times 120$.
- 3 — Agregat melnikowit-pirytu (*mp*) z markasytem (*ma*) po pirotyynie; w dolnej partii zdjęcia agregat ma charakter drobnoziarnisty, w górnej — gruboziarnisty; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Post-pyrrhotite aggregate of melnikovite-pyrite (*mp*) fine-crystalline in lower part and coarse-crystalline in the upper part; oblique nicols, $\times 250$.
- 4 — Chalkopiryt I (*c*) w żyłę kwarcowej; światło odbite, $\times 60$.
Chalcopyrite I (*c*) in quartz vein; reflected light, $\times 60$.



- 1 — Zbliżenie chalcopirytu I z wrostkami walerytu (*v*), czarne — wrostki minerałów niekruszcowych i rysy; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Twinning of chalcopyrite I with vallerite inclusions (*v*); inclusions of non-ore minerals and cracks — black; reflected light, oblique nicols, $\times 250$.
- 2 — Wydzielenia walerytu (*v*) w chalcopirycie I; światło odbite, nikole skośne, $\times 250$.
Separations of vallerite (*v*) in chalcopyrite I; reflected light, oblique nicols, $\times 250$.
- 3 — Wydzielenia sfalerytu II (*s*) i walerytu (*v*) w chalcopirycie I; światło odbite, $\times 250$.
Separations of sphalerite II (*s*) and vallerite (*v*) in chalcopyrite I; reflected light, $\times 250$.
- 4 — Chalcopiryt I (*c*) wśród wydzielen melnikowit-pirytu (*mp*) z relikdami pirotynu (*p*); światło odbite, $\times 120$.
Chalcopyrite I (*c*) among the separations of melnikovite-pyrite (*mp*) with pyrrhotite relics (*p*); reflected light, $\times 120$.



- 1 — Sfaleryt I (s) z wydzieleniami chalkopirytu II (c); światło odbite, $\times 120$.
Sphalerite I (s) with separations of chalcopyrite II (c); reflected light, $\times 120$.
- 2 — Chalkopiryt II (c) z waleriitem (v) i kubanitem (k) w sfalerycie I; światło odbite, nikole skrzyżowane, $\times 250$.
Chalcopyrite II (c) with valleriite (v) and cubanite (k) in sphalerite I; reflected light, nicols crossed, $\times 250$.
- 3 — Sfaleryt I (s) z chalkopirytem II (c) w kwarcu (q); widoczne żyłki pirytu (pi); światło odbite, $\times 120$.
Sphalerite I (s) with chalcopyrite II (c) in quartz (q); pyrite veinlets (pi); reflected light, $\times 120$.
- 4 — Kontakt sfalerytu I (s) ze strzegomitem (st); w sfalerycie występują żyłki kalcytu; światło odbite, $\times 120$.
Contact between sphalerite I (s) and strigovite (st); calcite veinlets in sphalerite are visible; reflected light, $\times 120$.