

RYSZARD SAŁACIŃSKI

Mineralizacja kruszcowa w aplogranicie rejonu Paszowic na Dolnym Śląsku

ORE MINERALIZATION IN APLOGRANITE AT PASZOWICE (STRZEGOM MASSIF, LOWER SILESIA)

STRESZCZENIE: Na podstawie badań mikroskopowych scharakteryzowano utwory kruszcowe występujące w żyłkach kwarcowych w aplogranicie z rejonu Paszowic w masywie strzegomskim. Wśród minerałów kruszczowych stwierdzono występowanie molibdenitu, wolframu, bizmutu rodzimego, bizmutynu, chalkopirytu, sfalerytu, bornitu, walerytu, szelitu oraz rozmaitych siarczków żelaza i minerałów wtórnych (chalkozyn, kowelin i limonit), wyróżniając ogólnie dwa zespoły minerałów endogenicznych oraz wtórne minerały hipergeniczne. Skład jakościowy i ilościowy oraz formy występowania minerałów kruszczowych wskazują, że krystalizacja ich zachodziła w wysokotemperaturowych roztworach pomagmowych.

WSTĘP

Aplogranit odsłaniający się w kamieniołomie w Paszowicach w obrębie granitowego masywu strzegomskiego, a będący produktem schyłkowej krystalizacji etapu magmowego (*por.* Kural & Morawski 1968), poprzecinany jest licznymi drobnymi żyłkami kwarcowymi; z których jeden system (tworzący szereg smug o biegu 290—300°) zawiera rozmaite minerały kruszcowe (*por.* Pendias & Walenczak 1956, Walenczak & Pendias 1957).

W czasie obserwacji mikroskopowych autor stwierdził, że skład minerałów kruszczowych jest tutaj znacznie bogatszy, niż rozpoznany poprzednio (molibdenit, piryt, chalkopiryt, wolframit i kasyteryt — *por.* Pendias & Walenczak 1956, Walenczak & Pendias 1957), co pozwala dokładnie prześledzić przebieg procesów prowadzących do utworzenia mine-

rałów kruszczowych oraz ich późniejszych przemian. Badania terenowe aplogranitu w obrębie kamieniołomu w Paszowicach potwierdzają obserwacje, iż minerały kruszczowe skupione są prawie wyłącznie w obrębie



Fig. 1

Aplogranit z żyłką kwarcową z minerałami kruszczowymi, $\times 5$
Aplogranite containing a quartz vein with ore minerals, $\times 5$

żyłek kwarcowych (fig. 1), choć nie zaobserwowano ich strefowego tutaj rozmieszczenia, co sugerowały badania wcześniejsze (Pendias & Walenczak 1956).

CHARAKTERYSTYKA MINERAŁÓW KRUSZCOWYCH

Wśród minerałów kruszczowych występujących w badanym aplogranicie z Paszowic wyróżnić można dwa zespoły minerałów endogenicznych oraz wtórne minerały hipergeniczne.

Do zespołu *I* należą minerały powstałe w wyniku pierwotnej krystalizacji z rotworów hydrotermalnych. Najczęściej występującymi minerałami są tutaj molibdenit i chalkopiryt *I*, którym towarzyszą w znacznie mniejszej ilości piryt *I* i sfaleryt *I*, oraz sporadycznie wolframit, bizmut rodzimy i bornit. Pierwotnie występował również pirotyl, który został całkowicie zastąpiony przez inne siarczki żelaza.

Do zespołu *II* należą minerały powstałe w wyniku różnorodnej przebudowy minerałów zespołu poprzedniego. Są to chalkopiryt *II*, sfaleryt *II* i waleryt, powstałe w wyniku rozpadu rotworów stałych w minerałach zespołu *I*; bizmutyn zastępujący bizmut rodzimy, szelit zastępujący wol-

framit oraz cały szereg strukturalnych odmian siarczków żelaza, które całkowicie zastąpiły pirotyn.

Do wtórnych minerałów hipergenicznych należą: limonit zastępujący siarczki żelaza, oraz chalkozyn i kowelin, które tworzą drobnokrystaliczne agregaty stopniowo zastępujące chalkopiryt i sfaleryt.

Ważniejsze cechy poszczególnych minerałów kruszczowych występujących w obrębie wyróżnionych zespołów przedstawić można następująco.

Molibdenit tworzy agregaty w kształcie rozetek o wielkości do kilku milimetrów. W obrazie mikroskopowym automorficzne kryształy molibdenitu ułożone są promieniście lub równolegle, wykazując często polisyntetyczne zbliżniaczenia. Długość poszczególnych blaszek dochodzi do 1—2 mm, przy szerokości niewiele większej od 0,1 mm. Dłuższe blaszki często są powyginane lub porozrywane i tworzą jak gdyby wstęgi zachodzące na siebie. Molibdenit cechuje silne dwójdrobienie i anizotropia oraz faliste lub mozaikowe wygaszanie światła, zwłaszcza w miejscach powyginanych. Tworzy on skupienia monomineralne, bądź występuje w towarzystwie innych minerałów (kruszczowych, zawsze jednak jego występowanie związane jest przestrzennie z żyłkami kwarcowymi. W molibdenicie dość często występują wrostki i przerosty chalkopiryty *I* (pl. 1, fig. 1), oraz sporadycznie piryty *I*, sfaleryty *I* i bizmutu rodzimego (pl. 1, fig. 2). Forma występowania tych minerałów i ściśle zorientowanie ich względem kierunku łupliwości molibdenitu świadczą o ich późniejszej krystalizacji.

Chalkopiryt I tworzy agregaty silnie splekanych ziarn, poprzerastanych bardzo często pirytem *I* i *II*. Skupienia tych minerałów o wielkości 3—4 mm mają bardzo nieregularne kształty i forma ich zależy w głównej mierze od kształtów wolnej przestrzeni między ziarnami kwarcu. Chalkopiryt *I* i piryty *I* stanowią główne wypełnienie żyłek i gniazd rudnych w obrębie żyłek kwarcowych. Większość ziarn chalkopiryty *I* jest anizotropowa i wykazuje obecność charakterystycznych lancetowatych zbliżniaczeń, co świadczy o wysokiej temperaturze krystalizacji i późniejszej przebudowie struktury minerału (Ramdohr 1960). W chalkopirycie *I* często występują odmieszania sfaleryty *II* (pl. 1, fig. 3—4) oraz w niewielkiej ilości walerytu.

Chalkopiryt II występuje wyłącznie w sfalerycie *I*, w którym tworzy drobne odmieszania wielkości setnych części milimetra, najczęściej o wydłużonym kształcie, a ułożone wzdłuż kierunków łupliwości sfaleryty (pl. 2, fig. 3). Powstały one w wyniku rozpadu roztworu stałego, wskutek ograniczenia mieszalności CuFeS_2 i ZnS wraz ze spadkiem temperatury (Ramdohr 1960).

Sfaleryt I jest ilościowo podrzędnym minerałem. Współwystępuje on zawsze z chalkopirytem *I*, tworząc owalne lub nieregularne ziarna na jego peryferiach; cechuje się on brakiem refleksów wewnętrznych.

Sfaleryt II występuje wyłącznie w obrębie ziarn chalkopiryty *I* (pl. 1, fig. 3) i tworzy niewielkie (od setnych do dziesiątych części milimetra) groniaste skupienia, powstałe w wyniku odmieszania roztworu stałego $\text{ZnS} + \text{CuFeS}_2$ (Ramdohr 1960). Skupienia sfaleryty *II* ułożone są często kierunkowo wzdłuż kontaktów różnie zorientowanych optycznie kryształów chalkopiryty *I*, co uwidacznia się przy skrzyżowanych nikolach (pl. 1, fig. 4).

Waleryt powstał w wyniku rozpadu roztworu stałego CuFeS_2 i FeS (Ramdohr 1960). Tworzy on wydłużone mikrolity w chalkopirycie *I*, widoczne jedynie przy bardzo dużych powiększeniach, głównie dzięki swej silnej anizotropii. Grupują się one zwykle po kilka w pewnych partiach ziarn chalkopiryty *I* w sposób optycznie zorientowany, przez co wygaszają jednocześnie światło.

Bornit jest bardzo rzadki, gdyż w badanych szlifach zaobserwowano tylko jedno jego ziarno wewnątrz skupienia chalkopiryty *I*, przy czym wyraźnie uwidacz-

niał się korozyjny charakter kontaktu między tymi minerałami (pl. 2, fig. 5). Bornit jest tutaj wypierany przez chalkopiryt *I*, który tworzy cienką obwódkę i drobnymi wypustkami wnika do jego wnętrza. Obwódka ta jest odmiennie zorientowana optycznie w stosunku do otaczającego chalkopiryty *I* i oddzielona od niego pęknięciem, które prawdopodobnie wyznacza pierwotny zarys ziarna bornitu.

Bismut rodzimy występuje dość często w formie niewielkich wrostków w molibdenicie (pl. 1, fig. 2) oraz w kwarcu (pl. 2, fig. 6), przy czym ta ostatnia forma występowania wyraźnie przeważa. W molibdenicie tworzy owalne lub wydłużone wrostki (ok. 0,1 mm) ułożone zgodnie z kierunkiem łupliwości. Niekiedy towarzyszą mu podobne w formie i przestrzennym ułożeniu wrostki chalkopiryty *I* (pl. 1, fig. 2). Wykazuje on znacznie niższy relief i twardość zarówno względem chalkopiryty, jak i molibdenitu. Ze względu na niską temperaturę topnienia, bismut rodzimy ma w szlifach polerowanych charakterystyczną, jak gdyby nadtopioną powierzchnię o barwie intensywnie żółtej z różowym odcieniem i wysokiej zdolności refleksyjnej. Skupienia bismutu rodzimego w kwarcu są odmiennie w formie, gdyż występują zwykle jako drobne owalne ziarna o wielkości setnych części milimetra; w większości przypadków są one zresztą zastępowane bizmutynem (pl. 2, fig. 6).

Bizmutyn napotkany został jedynie jako minerał zastępujący bismut rodzimy (pl. 2, fig. 6), dlatego też forma jego występowania zależy wyłącznie od formy tego ostatniego oraz od stopnia zastępowania, które może być nawet całkowite. Niekiedy przy skrzyżowanych nicołach w bizmutynie widoczne są polisyntetyczne zbliżenia.

Siarczki żelaza są obok chalkopiryty najczęściej spotykanymi minerałami kruszcowymi. Najwcześniej z nich powstał *pirotyn*, który został całkowicie zastąpiony przez inne siarczki żelaza, zaś o jego obecności świadczą charakterystyczne tekstury tzw. „ptasiego oka” (pl. 3, fig. 1) oraz łupliwość po-pirotynowa (pl. 3, fig. 2—3) zachowane w obrębie innych siarczków żelaza (por. Betehtin & al. 1958, Ramdohr 1960). Pirotyn został tutaj całkowicie zastąpiony przez melnikowit, melnikowit-piryty, melnikowit-markasyt, piryty *II* i markasyt.

Piryty I występuje, jako jedyny minerał kruszcowy, zarówno w żyłkach kwarcowych, jak i w aplogranicie, wykazując tendencję do tworzenia metakryształów (pl. 3, fig. 4). Również w większych skupieniach, gdzie występuje razem z chalkopirytem *I*, tworzy on agregaty hipautomorficznych kryształów, które najprawdopodobniej reprezentują ostatni etap krystalizacji minerałów zespołu *I*. Powstanie piryty *I* poprzedziły zapewne ruchy tektoniczne, które doprowadziły do rozluźnienia kontaktów między ziarnami kwarcu i umożliwiły migrację roztworów kruszczonych, niekiedy również poza obręb żyłek kwarcowych. Ślady tych procesów zachowały się w postaci bardzo cienkich (o grubości 2—4 μ) żyłek piryty *I* między ziarnami kwarcu (pl. 4, fig. 1) lub w aplogranicie, a dochodzących do metakryształów lub agregatów pirytowo-chalkopirytowych. W miejscach, w których żyłki pirytowe dochodzą do chalkopiryty *I*, obserwuje się wypieranie tego minerału i tworzenie zaczątków metakryształów piryty *I* (pl. 4, fig. 1).

Piryty II wraz z *melnikowitem*, *melnikowit-pirytem*, *melnikowit-markasytem* oraz *markasytem* tworzy pseudomorfozy po pirotynie. Zwykle w skład tych pseudomorfoz wchodzi wszystkie lub kilka odmian strukturalnych siarczków żelaza, tworząc stopniowe przejścia między sobą. Jako pierwszy w procesie zastępowania pirotynu powstał melnikowit (por. Betehtin & al. 1958), który tworzy ziemiste, skrytokrystaliczne masy, widoczne w mikroskopie jako ciemne smugi w teksturach „ptasiego oka” (pl. 3, fig. 1). Melnikowit uległ następnie rekryształizacji przechodząc w bardzo drobnokrystaliczny melnikowit-piryty (pl. 3, fig. 1) oraz melnikowit-markasyt (pl. 3, fig. 2), w którym zaznaczają się już efekty anizotropii (pl. 3, fig. 3). Dalsza rekryształizacja doprowadziła do powstania jawnokrystalicznego piryty *II* (pl. 3, fig. 1)

i markasytu, które zachowują jednak charakterystyczną po-pirotynową łupliwość (pl. 3, fig. 2—3).

Stosunek *wolframitu* do innych minerałów kruszcowych nie jest całkowicie pewny, gdyż zaobserwowano go tylko w jednym szlifie wykonanym z próbki pochodzącej ze zbiorów Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. W szlifie tym stwierdzono obecność wolframitu, szelitu i niewielkiej ilości chalkopirytu *I*. Ponadto w tej samej próbce zaobserwowano występowanie molibdenitu. Wolframit tworzy tu duże tabliczkowate kryształy, często ze zbliżnieniami i wiśniowymi refleksami wewnętrznymi, widocznymi w skrzyżowanych nikołach. Jest w znacznym stopniu zastąpiony przez szelit (fig. 2 oraz pl. 4, fig. 2). Wolframitowi towarzyszą nieliczne ziarna chalkopirytu *I*, nie wykazujące prawie wcale skutków oddziaływania czynników hipergenicznych.

Szelit zastępujący wolframit ma bardzo niską zdolność refleksyjną i silne brunatno-żółte refleksy wewnętrzne. Naświetlany lampą kwarcową wykazuje charakterystyczną niebieską luminescencję. Zastępuje on wolframit stopniowo od brzegów kryształów (fig. 2), wykorzystując jednocześnie kierunki łupliwości. Przy daleko posuniętym procesie zastępowania pozostają jedynie drobne reliktów wolframitu otoczone szelitem. Zaobserwowano również, że miejscami szelit wypiera niektóre minerały nierodne, prawdopodobnie skalenie.

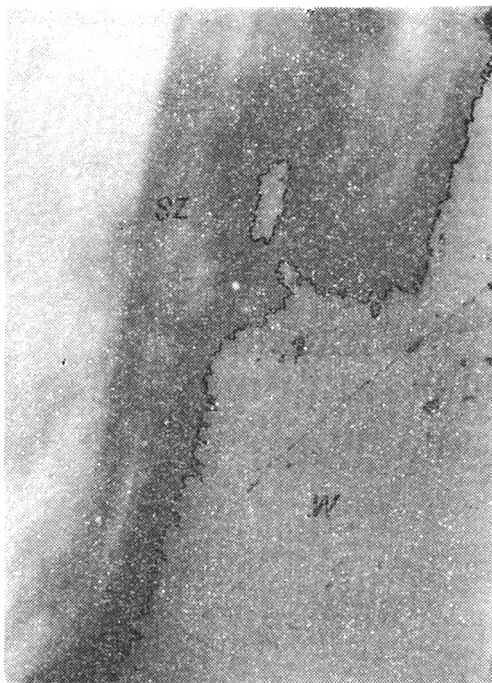


Fig. 2

Korozyjny kontakt szelitu (*sz*) z wolframitem (*w*), $\times 150$

Corrosive contact of scheelite (*sz*) with wolframite (*w*), $\times 150$

Niektóre z opisanych wyżej minerałów uległy przemianom w strefie hipergenicznej, przy czym najsilniej przemianom tym uległ chalkopiryt *I*, sfaleryt *I* oraz w mniejszym stopniu piryt *I*.

Chalkopiryt *I* i sfaleryt *I* są zastępowane przez drobnokrystaliczne agregaty *chalkozynowo-kowelinowe* (pl. 2, fig. 1—4). W chalkopirycie *I* proces ten przebiegał w dwojaki sposób, bądź od brzegów ziarn (pl. 2, fig. 2), wzdłuż których powstaje otoczka chalkozynowo-kowelinowa, bądź wzdłuż szczelin i pęknięć, przez powstawanie płomykowatych odgałęzień (pl. 2, fig. 1), które z czasem rozszerzając się mogą doprowadzić do stopniowego wyparcia chalkopirytu *I*. Sfaleryt *I* jest intensywniej

niż chalkopiryt *I* zastępowany przez chalkozyn i kowelin (pl. 2, fig. 3), przy czym proces ten z reguły następuje od brzegów ziarn, natomiast odmieszanania chalkopiryty *II* i sfalerytu *II* są bardzo rzadko zastępowane. Chalkozyn i kowelin występujące w agregatach są drobnoziarniste i granice między nimi są mało widoczne (pl. 2, fig. 4). Chalkozyn tu występujący jest izotropowy i ma barwę jasnoszarą, kowelin zaś wyróżnia się bardziej niebieską barwą i anizotropią.

Limonit zastępuje niektóre kryształy pirytu *I* w postaci siatki żyłek (pl. 4, fig. 3), które z czasem rozszerzając się mogą całkowicie zastąpić pierwotny minerał. Różnice w barwie w poszczególnych partiach żyłek oraz różnice w reakcjach optycznych przy skrzyżowanych nikolach wskazują, że występują tu różne postacie uwodnionych tlenków i wodorotlenków żelaza. Zaobserwowano również w nielicznych przypadkach zastąpienie limonitem drobnokrystalicznego markasytu po-pirotynowego (pl. 4, fig. 4).

SUKCESJA MINERALNA

Analiza składu i formy występowania minerałów kruszcowych, a także wzajemnych stosunków między nimi wskazuje, że w rejonie Paszowic występuje mineralizacja kruszcowa pochodzenia hydrotermalnego, której początek krystalizacji należy wiązać z wysokimi temperaturami, natomiast końcowe procesy z temperaturami stosunkowo niskimi. Oddziaływanie czynników hipergenicnych doprowadziło do powstania minerałów wtórnych. Kolejność powstawania minerałów kruszcowych ilustruje schematycznie fig. 3.

Minerały	endogeniczne	hiper-geniczne
Molibdenit	-----	
Wolframit	-----	
Pirotyn	----- ?	
Bismut rodzimy	-----	
Chalkopiryt	I II -----	
Sfaleryt	I II -----	
Bornit	-----	
Waleryt	-----	
Szelit	-----	
Bismutyn	-----	
Piryt	I II -----	
Melnikowit	-----	
Melnikowit-piryt	-----	
Melnikowit-markasyt	-----	
Markasyt	-----	
Chalkozyn		-----
Kowelin		-----
Limonit		-----

Fig. 3

Schemat sukcesji minerałów kruszcowych
Diagram showing succession of ore minerals

Pierwszymi minerałami, których krystalizacja nastąpiła w wysokich temperaturach są molibdenit, wolframit i pirotyn. Obecność w molibdenicie kierunkowo ułożonych wrostków chalkopiryty *I*, bizmutu rodzimego

i sfalerytu *I* oraz charakter kontaktów z chalkopirytem *I* wskazują, że minerały te krystalizowały później. Obecność tylko nielicznych ziarn chalkopirytu *I*, towarzyszących wolframitowi, może wskazywać, że również krystalizacja wolframitu w zasadzie wyprzedzała krystalizację chalkopirytu *I*. Dokładne określenie początku krystalizacji pirotynu nie jest możliwe, gdyż nie zachował się on nawet w reliktach, ale opierając się na danych z literatury (Ramdohr 1960) należy go również wiązać z wyższymi temperaturami.

Następnym w kolejności był zapewne bizmut rodzimy, którego wrostki grupują się wyłącznie w molibdenicie i w kwarcu. Kropłowata forma wrostków występujących w kwarcu wskazuje, że bizmut wydzielił się początkowo w stanie płynnym i dopiero później wykrył w niższych temperaturach (*por.* Ramdohr 1960).

Końcowy etap krystalizacji molibdenitu zajął się z początkiem krystalizacji chalkopirytu *I* i sfalerytu *I*. Istnienie w chalkopirycie *I* charakterystycznych lancetowatych zbliźniaczeń, wskazujących na przebudowę struktury regularnej na tetragonalną określa temperaturę krystalizacji chalkopirytu *I* na wyższą niż 550°C (Kullerud 1964). O wysokiej temperaturze krystalizacji chalkopirytu *I* i sfalerytu *I* świadczy również obecność w tych minerałach odmieszania sfalerytu *II* i chalkopirytu *II*, ponieważ ograniczenie mieszalności roztworu stałego ZnS i CuFeS₂ związane jest z przebudową struktury chalkopirytu zachodzącą w wymienionej temperaturze 550°C.

Forma wystąpień bornitu wskazuje, że krystalizował on równocześnie z chalkopirytem *I*. Krystalizacja jego musiała być jednak opóźniona w stosunku do pirotynu, gdyż minerały te nie mogą powstawać jednocześnie (*por.* Ramdohr 1960).

Przy dalszym spadku temperatury do około 250—200°C w wyniku odmieszania nadmiaru FeS z chalkopirytu powstał waleryt (*por.* Ramdohr 1960). W stosunkowo niskiej temperaturze musiał powstawać piryt *I*, który jest wyraźnie późniejszy od wszystkich rozpatrzonych powyżej minerałów.

Procesy hipergeniczne przyczyniły się do powstawania chalkozynu, kowelinu oraz limonitu. Cechy optyczne chalkozynu pozwalają sądzić, że jest to prawdopodobnie neodigenit, powstający w temperaturze poniżej 72°C (*por.* Ramdohr 1960). Kowelin jest prawdopodobnie nieco późniejszy, gdyż w agregatach chalkozynowo-kowelinowych zajmuje często miejsca położone w pobliżu pęknięć, od których następowało zastępowanie chalkopirytu *I*. Limonit jest minerałem kończącym sukcesję mineralną, gdyż można go zaobserwować jako produkt końcowego wietrzenia na zewnątrz obwódek chalkozynowo-kowelinowych otaczających chalkopiryty.

WNIOSKI

Przedstawione wyniki badań pozwalają określić mineralizację kruszcową, występującą w aplogranicie Paszowic, jako hydrotermalną wysokich temperatur (zgodnie z podziałem stosowanym przez Smirnova, 1969), powstałą w głównej swej masie w temperaturze powyżej 550°C. Mineralizacja ta związana jest z żyłkami kwarcowymi przecinającymi aplogranit, a głównymi minerałami kruszcowymi są molibdenit i chalkopiryt. Nie potwierdziła się sygnalizowana w ubiegłych latach obecność kasyterytu, natomiast stwierdzono częste, chociaż ilościowo niewielkie, występowanie minerałów bizmutu.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
02-089 Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w listopadzie 1972 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BETECHTIN A. G. & *al.* 1958. Tekstury i struktury rud. Moskwa.
- KULLERUD G. 1964. Review and evaluation of recent research on geologically significant sulfide-type systems. — *Fortschr. Miner. Kristallogr. Petrogr.*, Bd. 41, No. 2. Stuttgart.
- KURAL S. & MORAWSKI T. 1968. Strzegom-Sobótka granitic massif. — *Biul. Inst. Geol.* 227. Warszawa.
- PENDIAS H. & WALENCZAK Z. 1956. Objawy okruszcowania w północno-zachodniej części masywu strzegomskiego (Signs of mineralization in the north-western part of Strzegom Massif, Lower Silesia). — *Ibidem*, 112.
- RAMDOHR P. 1960. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- SMIRNOV V. I. 1969. Geologia poleznykh iskopayemykh. Moskwa.
- WALENCZAK Z. & PENDIAS H. 1957. Nowe miejsce występowania hibnerytu i kasyterytu na Dolnym Śląsku (The new occurrence of hübnerite and cassiterite in Lower Silesia). — *Arch. Miner.*, vol. 20, no. 1/2. Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: On the basis of microscopic analyses a description is given of the ore minerals occurring in quartz veins in aplogranite from Paszowice in the Lower Silesian Strzegom massif. The presence has been noted of molybdenite, wolframite, native bismuth, bismuthinite, chalcopyrite, sphalerite, bornite, vallerite, scheelite, also various iron sulfides and secondary minerals (digenite, covellite and limonite). These have been differentiated into two groups of the endogenic minerals, and the secondary (hypergenic) minerals. Both, the qualitative and quantitative composition as well as the occurrence forms of the primary ore minerals indicate their crystallization in high temperature postmagmatic solutions.

INTRODUCTION

The ore minerals occurring in the region of Paszowice within the NW margin of the Lower Silesian Strzegom massif are connected with a system of quartz veins traversing aplogranite (Fig. 1). Pendias & Walenczak (1956) were the first to report the presence of molybdenite, pyrite, chalcopyrite, wolframite and cassiterite. The microscopic observations of the present writer show the composition of the ore-mineral assemblage to be much more diversified, thus suggesting to differentiate them into two groups of the primary endogenic minerals and the secondary (hypergenetic) minerals. The first group consists of minerals resulted from the crystallization of hydrothermal solutions. Molybdenite, wolframite, chalcopyrite *I*, sphalerite *I*, bornite and native bismuth belong to this group. Primarily, pyrrhotite occurred too, but has now been replaced by other iron sulfides. The second group consists of minerals formed by diverse transformations in the first group, due mostly to physico-chemical changes in the environment. In this group chalcopyrite *II*, sphalerite *II*, valleriite, bismuthinite, scheelite and diverse varieties of iron sulfides are present. Digenite, covellite and limonite belong to the secondary hypergenetic minerals.

Molybdenite and chalcopyrite and quantitatively the predominant constituents.

MINERAL SUCCESSION

Within the region of Paszowice the beginning of ore-minerals crystallization (cf. Fig. 3) is referable to high-temperature conditions, while the end processes are associated with relatively low temperatures.

Molybdenite, wolframite and pyrrhotite were the first to have crystallized. The presence in molybdenite of minute grains of chalcopyrite *I*, sphalerite *I* and native bismuth, arranged conformably to the cleavage of molybdenite (Pl. 1, Fig. 2) also the character of the contacts of molybdenite with chalcopyrite *I* (Pl. 1, Fig. 1) indicate that the crystallization of molybdenite preceded or was partly simultaneous with the crystallization of these minerals. The earlier crystallization of wolframite, in principle preceding that of chalcopyrite *I*, is suggested by its association with molybdenite in the presence of but very few chalcopyrite *I* grains. It is hardly possible to establish the beginning of the pyrrhotite crystallization, since it has not persisted even as relics, but on data of Ramdohr (1960) it should be connected also with rather high temperatures.

The next mineral to have crystallized was probably native bismuth, the inclusions of which are grouped in molybdenite (Pl. 1, Fig. 2) and quartz (Pl. 2, Fig. 6), but are absent from the other minerals. The bead-like shape of inclusions in quartz suggests that bismuth isolated first as a liquid and that its crystallization took place later under lower temperatures (cf. Ramdohr 1960).

When the crystallization of molybdenite was nearing its end, there commenced that of chalcopyrite *I*, and of sphalerite *I*, very exactly coinciding with it. These two minerals formed above a temperature exceeding 550°C. This is indicated by the presence in chalcopyrite *I* of characteristic lancet-like twinings and the exsolutions of sphalerite *II* (Pl. 1, Figs 3—4), and those of chalcopyrite *II* in sphalerite *I*, reasonably suggesting their polymorphic modifications and a decomposition of the solid solution $\text{CuFeS}_2 + \text{ZnS}$, taking place under the above mentioned temperature (cf. Ramdohr 1960, Kullerud 1964).

The mode of the occurrence of bornite indicates that it crystallized simultaneously with chalcopyrite *I* (Pl. 2, Fig. 5). Its crystallization, however, must have been later than of pyrrhotite, because these minerals cannot be produced simultaneously (cf. Ramdohr 1960).

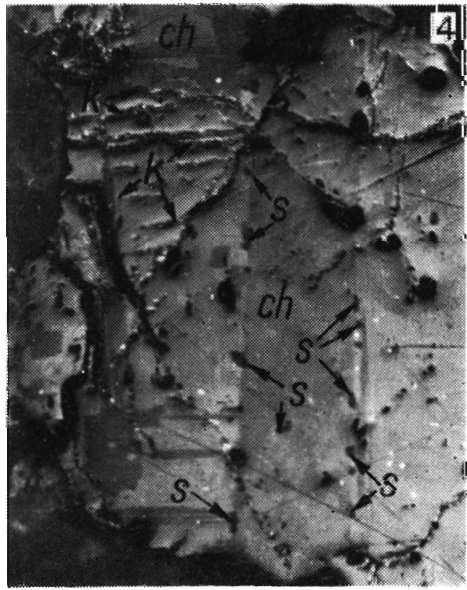
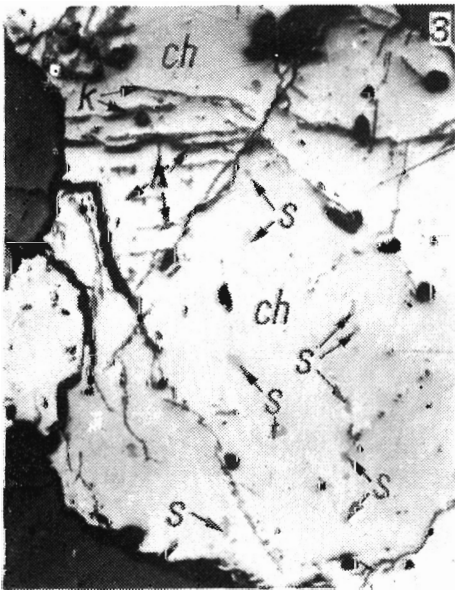
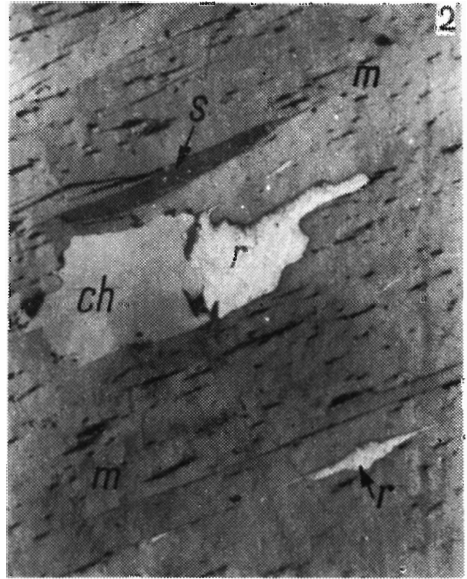
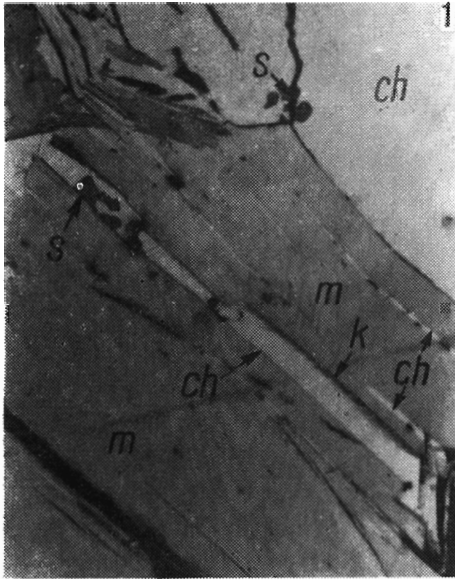
Valleriite formed by the exsolution of the excess of FeS from chalcopyrite in result of a further temperature drop to c. 250—200°C.

Pyrite *I*, distinctly younger than all the minerals above considered, and tending to produce metacrysts, must have formed under relatively low temperatures (Pl. 3, Fig. 4; Pl. 4, Fig. 1). Most probably it represents the final crystallization of minerals from group *I*. In connection with the physico-chemical changes due to lower temperatures, the older ore minerals underwent transformations resulting in the origin of minerals assigned to group *II*. Besides chalcopyrite *II*, sphalerite *II* and valleriite, others belonging here are bismuthinite, scheelite and some structural varieties of iron sulfides. Bismuthinite replaces native bismuth, coating its grains with a film (Pl. 2, Fig. 6) and sometimes completely expels it. Wolframite is gradually replaced by scheelite, starting from the crystal edges and at the same time adjusting itself to the cleavage directions (Fig. 2 and Pl. 4, Fig. 2). The iron sulfides produce pseudomorphoses after pyrrhotite and are represented by melnicovite, pyrite *II* and marcasite, also by such intermediate varieties with a different degree of crystallization as melnicovite-pyrite and melnicovite-marcasite (Pl. 3, Figs 1—3).

Digenite, covellite and limonite formed in result of the action of hypergenic agents on the minerals above described. Digenite and covellite produce fine-grained aggregates replacing chalcopyrite *I* and sphalerite *I* (Pl. 2, Figs 1—4), while limonite replaces pyrite *I* and, sporadically, fine-grained marcasite after pyrrhotite (Pl. 4, Figs 3—4).

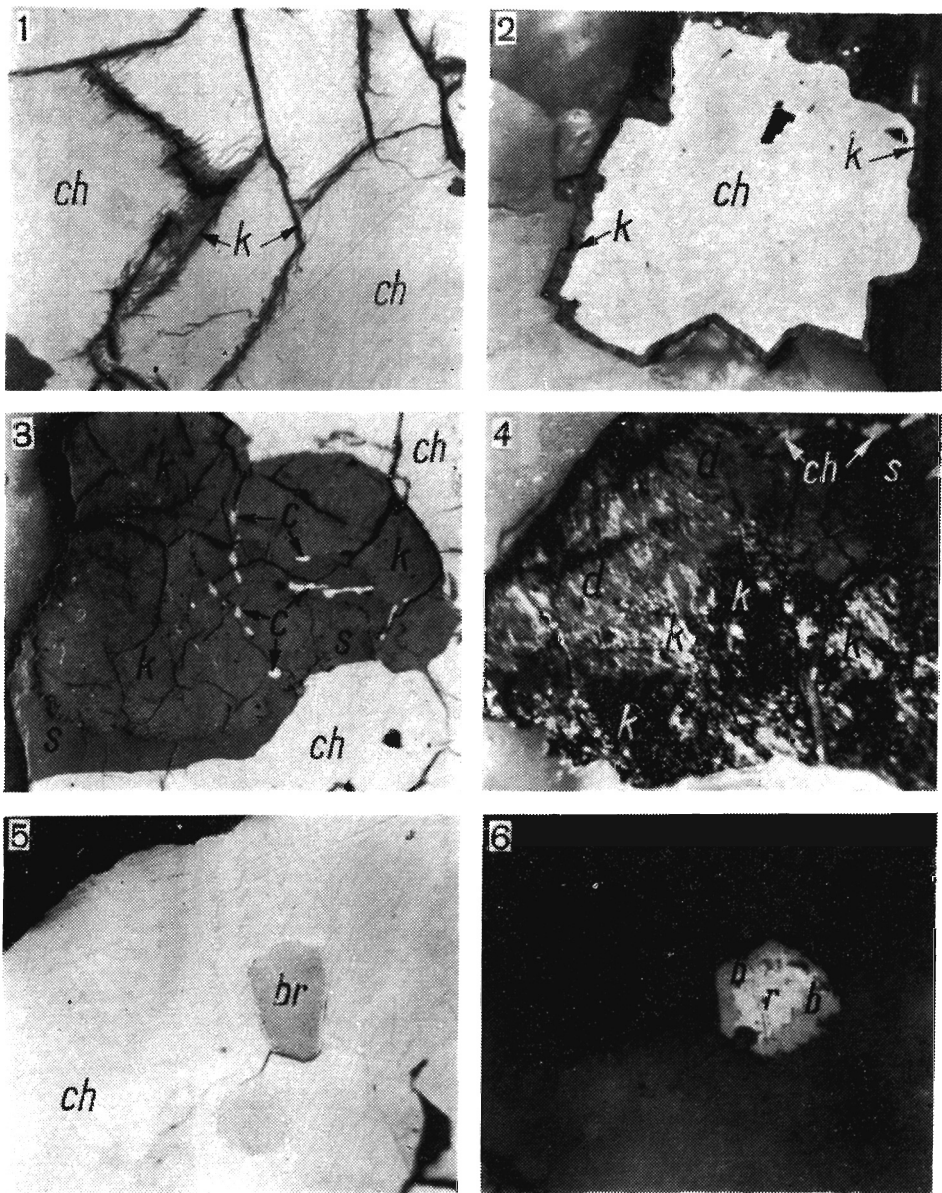
The ore minerals investigated in the Paszowice region are but one result of post-magmatic processes in the Strzegom massif. The occurrence of ore minerals, is also known from other parts of that massif, but they have not, as yet, been thoroughly investigated. The presented preliminary results of the writer's investigations will be continued to clear up the genesis of ore mineralization throughout the entire Strzegom massif.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
02-089 Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warsaw, November 1972*



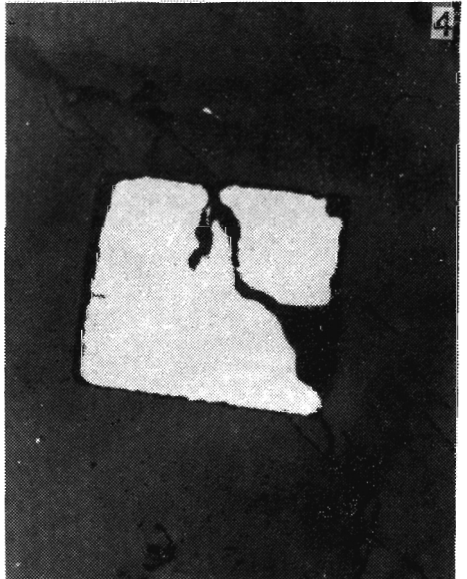
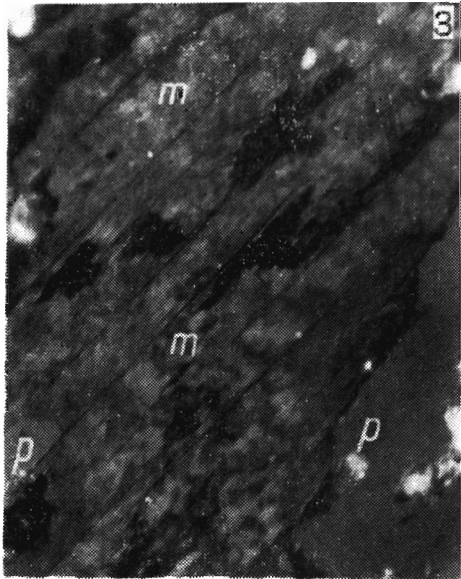
1 — Kontakt chalkopiryty I (ch) z molibdenitem (m); w chalkopirytyce I widoczne odmieszania sfalerytu II (s) i zastąpienia chalkozynowo-kowelinowe (k), $\times 150$.
 2 — Wrostki chalkopiryty I (ch), bizmutu rodzimego (r) i sfalerytu I (s) w molibdenicie (m), $\times 150$.
 3 — Chalkopiryty I (ch) z kierunkowo ułożonymi odmieszaniem sfalerytu II (s), zastępowany chalkozytem i kowelinem (k), $\times 30$.
 4 — Jak fig. 3, nikole skrzyżowane.

1 — Contact of chalcopyrite I (ch) with molybdenite (m); exsolution sphalerite II (s) and digenite-covellite replacements (k) seen in chalcopyrite I, $\times 150$.
 2 — Inclusions of chalcopyrite I (ch), native bismuth (r) and sphalerite I (s) in molybdenite (m), $\times 150$.
 3 — Chalcopyrite I (ch) with directionally oriented exsolution sphalerite II (s), replaced by digenite and covellite (k), $\times 30$.
 4 — As in Fig. 3, nicols crossed.

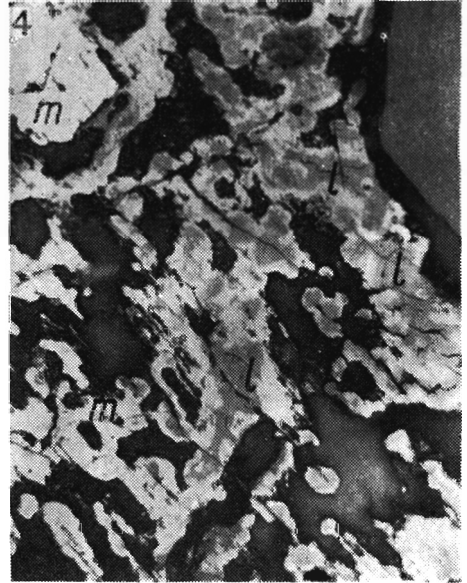
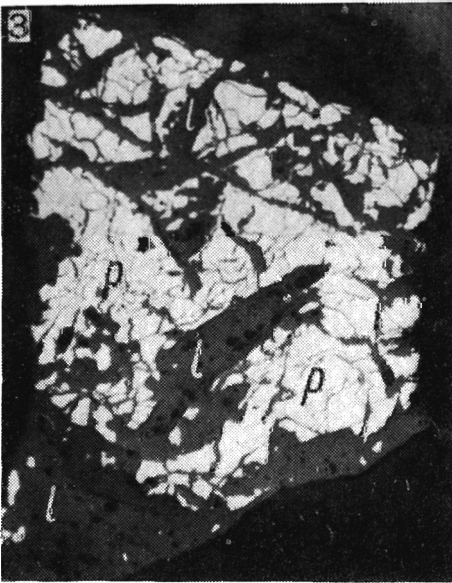
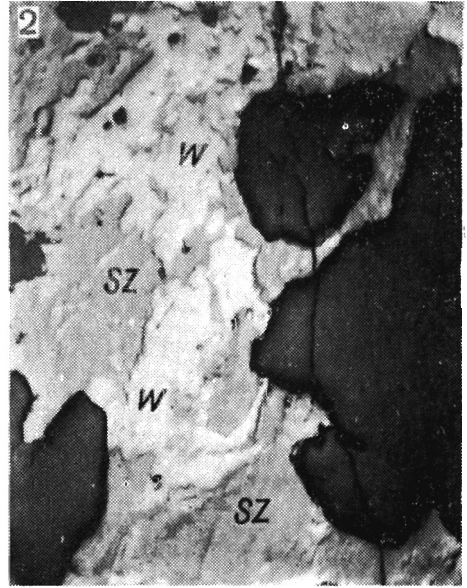
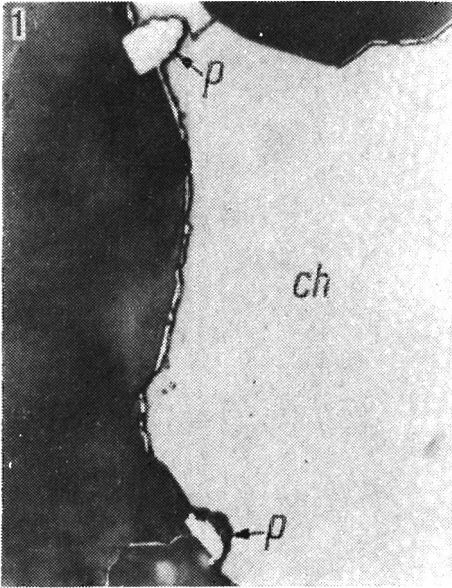


- 1 — Chalkopiryt I (*ch*) zastępowany wzdłuż szczelin chalkozynem i kowelinem (*k*), $\times 175$.
- 2 — Chalkopiryt I (*ch*) zastępowany od brzegów ziarna chalkozynem i kowelinem (*k*), $\times 100$.
- 3 — Sfaleryt I (*s*) z odmieszaniem chalkopirytu II (*c*), zastępowany agregatem chalkozynowo-kowelinowym (*k*); całość otacza chalkopiryt I (*ch*), $\times 100$.
- 4 — Fragment fig. 3: widoczny anizotropowy kowelin (*k*), izotropowy chalkozyn (*d*) i relikty sfalerytu I (*s*) z odmieszaniem chalkopirytu II (*ch*); nikole skrzyżowane, $\times 240$.
- 5 — Bornit (*br*) zastępowany chalkopirytem I (*ch*), $\times 150$.
- 6 — Bismut rodzimy (*r*) w kwarcu, zastępowany bismutytem (*b*), $\times 370$.

- 1 — Chalcopyrite I (*ch*) replaced along the fissures by digenite and covellite (*k*), $\times 175$.
- 2 — Chalcopyrite I (*ch*) being replaced, from the grain rims by digenite and covellite (*k*), $\times 100$.
- 3 — Sphalerite I (*s*) with exsolution of chalcopyrite II (*c*) replaced by a digenite-covellite (*k*) aggregate; all of them surrounded by chalcopyrite I (*ch*), $\times 100$.
- 4 — Fragment of Fig. 3 showing anisotropic covellite (*k*), isotropic digenite (*d*) and relics of sphalerite I (*s*) with exsolution chalcopyrite II (*ch*); nicols crossed, $\times 240$.
- 5 — Bornite (*br*) replaced by chalcopyrite I (*ch*), $\times 150$.
- 6 — Native bismuth (*r*) in quartz, replaced by bismuthinite (*b*), $\times 370$.



- 1 — Popirotynowa tekstura „ptasiego oka” ze strefowo rozmieszczonym melnikowitem (*m*), melnikowit-pirytem (*mp*) i pirytem II (*p*), $\times 100$.
- 2 — Popirotynowy piryt II (*p*) z markasytem i melnikowit-markasytem (*m*), $\times 60$.
- 3 — Fragment fig. 2: mozaikowo wygaszający światło melnikowit-markasyt (*m*) z zachowaną łupliwością po-pirotynową oraz piryt II (*p*); nikole skrzyżowane, $\times 550$.
- 4 — Metakryształ pirytu I w kwarcu, $\times 100$.
- 1 — Post-pyrrotite birdseye structure with zoned arrangement of melnicovite (*m*), melnicovite-pyrite (*mp*) and pyrite II (*p*), $\times 100$.
- 2 — Post-pyrrotite pyrite II (*p*) with marcasite and melnicovite-marcasite (*m*), $\times 60$.
- 3 — Fragment of Fig. 2: mosaic extinction of light in melnicovite-marcasite (*m*) with preserved post-pyrrotite cleavage and pyrite II (*p*); nicols crossed, $\times 550$.
- 4 — Pyrite I metacryst in quartz, $\times 100$.



- 1 — Wypieranie chalkopiryty I (*ch*) przez metakryształy pirytu I (*p*), × 150.
 2 — Zastępowanie wolframitu (*w*) przez szelit (*sz*), × 25.
 3 — Zastępowanie pirytu I (*p*) przez limonit (*l*), × 60.
 4 — Zastępowanie markasytu (*m*) przez limonit (*l*), × 100.
- 1 — Replacement of chalcopyrite I (*ch*) by metacrysts of pyrite I (*p*), × 150.
 2 — Replacement of wolframite (*w*) by scheelite (*sz*), × 25.
 3 — Replacement of pyrite I (*p*) by limonite (*l*), × 60.
 4 — Replacement of marcasite (*m*) by limonite (*l*), × 100.