

Jadwiga ŚLÓSZARZ

STADIA I STREFOWOŚĆ MINERALIZACJI KRUSZCOWEJ W PALEOZOIKU OKOLIC MYSZKOWA

(Pl. I—II, 2 fig.)

Stages and zonality of ore mineralization in Paleozoic rocks of the environs of Myszków

(Pl. I—II, 2 Figs.)

Jadwiga Ślósarz: Stages and zonality of ore mineralization in Paleozoic rocks of the environs of Myszków. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 53/1—4: 267—288, 1983, Kraków.

Abstract: The paper deals with the results of mineralogical study of mineralization phenomena in Palaeozoic rocks in the region of Myszków, in the NE margin of the Upper Silesian Coal Basin. Ore mineralization belongs to various stages of the diastrophic evolution of Palaeozoic deposits. Pyritic and magnetite-epidote assemblages are connected with regional metamorphism whilst the magnetite-galena-sphalerite one is confined to the formation of skarns. The most intensely developed is hydrothermal stage of mineralization. The examination of spatial distribution of paragenetic assemblages allowed to establish the primary horizontal zonation of Cu-Mo mineralization. This zonation is fairly consistent with the model elaborated for the porphyry copper formation.

Key words: ore mineralization, porphyry copper formation, Palaeozoic, Myszków, Poland.

Jadwiga Ślósarz: Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. E. Białego 1, 41-200 Sosnowiec.

manuscript received: August 1980

accepted: August 1982

Treść: Przejawy mineralizacji kruszcowej w paleozoiku okolic Myszkowa (NE obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego) mają charakter wieloetapowy i stadialny. Wyróżniono etapy: metamorfizmu regionalnego, skarnowy i hydrotermalny. Pomagmowa mineralizacja hydrotermalna należy do cyklu waryscyjskiego. Jej wczesne stadia są reprezentowane przez mineralizację miedziowo-molibdenową, natomiast stadia

późne przez mineralizację barytowo-fluorytową i węglanową z galeną i sfalerytem. Stwierdzono pierwotną, poziomą strefowość okruszczowania i przeobrażeń hydrotermalnych skał. Jest to strefowość charakterystyczna dla formacji "porphyry copper deposits".

WSTĘP

Obszar badań, obejmujący około 8 km², jest położony pomiędzy Myszkowem a Mrzygłodem w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (fig. 1). Geologia okolic Mrzygłodu jest znana z wielu publikacji traktujących o przejawach okruszczowania paleozoiku (Ekiert 1957, 1971, Piekarski 1971, Banaś, Paulo, Piekarski 1972,

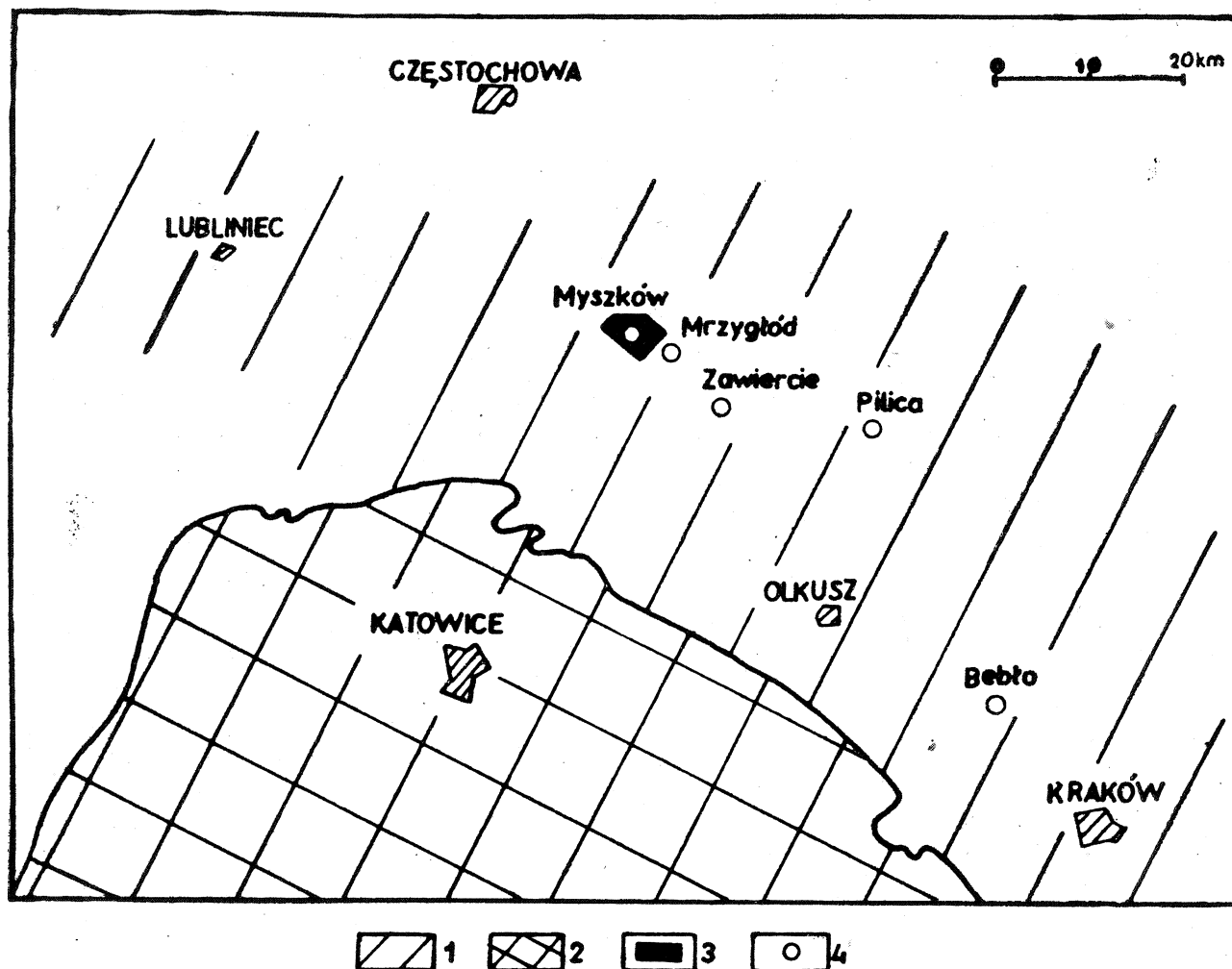


Fig. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań.

1 — NE obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, 2 — Górnośląskie Zagłębie Węglowe, 3 — badany rejon, 4 — punkty stwierdzenia mineralizacji miedziowo-molibdenowej w paleozoiku.

Fig. 1. General sketch of the area studied.

1 — NE margin of the Upper Silesian Coal Basin, 2 — Upper Silesian Coal Basin, 3 — the area studied, 4 — established points of occurrence of Cu Mo mineralization in Paleozoic deposits.

Górecka 1972, Banaś, Piekarski 1978). Prace te dotyczyły przede wszystkim charakterystyki mineralogicznej okruszczowania i jego sytuacji geologicznej.

Problem stadialności i strefowości mineralizacji kruszczowej występującej w paleozoiku okolic Myszkowa, nie był jeszcze do tej pory podnoszony w literaturze, co wiązało się z pewną fragmentarycznością dotychczasowych badań. Podstawą do wysunięcia takiej tezy są wyniki 16 otworów wiertniczych, wykonanych tu w latach 1972—1978, przez Oddział Górnośląski IG w Sosnowcu. Wiercenia te dostarczyły nowych danych o okruszczowaniu paleozoiku w tym rejonie, a zwłaszcza o przejawach mineralizacji miedziowo-molibdenowej, będącej przedmiotem opracowania. Mineralizacja ta zdaniem autorki należy do formacji porfirowych złóż miedzi i molibdenu (Ślósarz 1975).

Praca jest oparta na szczegółowych studiach makrotektur mineralizacji kruszczowej prowadzonych podczas profilowania 6700 m rdzeni paleozoicznych oraz na obserwacjach mikroskopowych ponad 900 próbek. Wykorzystano tu również wyniki badań termometrycznych inkluzji obecnych w kwarcu żyłowym kilku generacji. Badania te zostały wykonane przez dra Ł. Karwowskiego, za co autorka wyraża podziękowanie.

PROFIL GEOLOGICZNY PALEOZOIKU OKOLIC MYSZKOWA

Pod względem strukturalnym obszar badań stanowi fragment waryscyjskiej antykliny Mrzygłodu-Myszkowa, której przebieg, z NW ku SE, wyznaczył Bukowy (1964). Antyklina ta skryta jest pod utworami triasu, mającymi tu miąższość od 150 do 180 m. Trias stanowiący piętro pokrywowe, jest wykształcony w facjach epikontynentalnych i leży w NE obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na różnych ogniwach paleozoiku: na dewonie i utworach staropaleozoicznych, które zdaniem Bukowego (1964, 1972) budują antykliny i na karbonie dolnym, występującym w synklinach.

Rozwój orogeniczny tego obszaru w paleozoiku przyjmuje wielu badaczy. Istniejące różnice zdań dotyczą przede wszystkim wieku zasadniczej przebudowy i konsolidacji podłoża orogenu (Znosko 1963, 1970, Ekiert 1971).

Dokładne poznanie budowy geologicznej i tektonicznej, która jest tu bardzo skomplikowana, utrudnia brak szczegółowych ustaleń stratygraficznych, spowodowany tym, że skały staropaleozoiczne na ogół nie posiadają zachowanych szczątków organicznych i uległy wielu przeobrażeniom.

Utwory staropaleozoiczne stwierdzono pod triasem we wszystkich analizowanych profilach wierceń. Przebadano je w profilu pionowym

przeciętnie na przestrzeni 550 m — do końcowej głębokości wierceń około 700 m. Są to utwory sfałdowane, stromo ustawione od 50 do 80°. Rozpoznano więc zaledwie stropową część paleozoiku.

Najstarsze, udokumentowane faunistycznie, są w profilu Myszkowa osady ordowiku (Piekarski, Siewniak-Witruk 1978) poznane w otworze A-4 (fig. 2). Są to czerwonoszare i zielonkawe wapienie przeobrażone w skarny epidotowo-piroksenowe i zsylikowane. Niżej występują szare wapienie krystaliczne lub detrytyczne z wkładkami fosforytów. Pod serią węglanową, która ma tu miąższość około 50 m, stwierdzono serię zmetamorfizowanych skał ilasto-mułowcowych z wkładkami szarogłazów i zlepieńców polimiktycznych. W profilu tego wiercenia, powyżej utworów węglanowych, występują osady ilasto-piaszczyste z lidytami, które autorzy zaliczyli do syluru dolnego.

Utwory syluru górnego (ludlow dolny), datowane faunistycznie poznano w okolicy Mrzygłodu (Siedlecki 1962, Ekiert 1971). Są to ciemnoszare i czarne osady ilasto-mułowcowe i szarogłazowe.

Skały staropaleozoiczne nawiercone w okolicy Myszkowa zostały przeobrażone w metapelity, metaaleuryty i metaszarogłazy, często sfylityzowane podczas słabego i w różnym stopniu wyrażonego metamorfizmu regionalnego facji zielenkowej. Miejscami na zmiany wywołane metamorfizmem regionalnym nakładają się objawy metamorfizmu kontaktowego i dynamicznego, powodujące zatarcie reliktowych struktur i tekstur tych skał. Podobne zjawiska stwierdza się i w innych profilach paleozoiku NE obrzeżenia GZW. W okolicy Pilicy, tak rozwinięty poligeniczny metamorfizm nazwano metamorfizmem orogenicznym (Bukowy, Ślósarz 1975).

Składem mineralnym skały metamorficzne w profilu Myszkowa odpowiadają najczęściej fyllitom serycytowo-chlorytowym i chlorytowo-muskowitowo-albitowym (Ekiert 1971, Łydka 1973, Ryka 1978, Heflik et al. 1975, Truszel, Wolanowska 1977).

Skały omawianego profilu uległy znacznemu i różnorodnemu stektonizowaniu. Stwierdza się oznaki złupkowacenia, którego kierunki często pokrywają się z teksturami sedymentacyjnymi skał oraz objawy budi-
nażu, ptygmatytowych tekstur niektórych żył, mylonityzacji, kataklazy, a także spękań wielu generacji, przeważnie całkowicie zabliźnionych i objawów zbrekcjowania. Zachodziły tu więc deformacje tektoniczne związane i z procesem fałdowania i z metamorfizmem dyslokacyjnym.

Zmienione w procesie metamorfizmu regionalnego skały staropaleozoiczne noszą tu również ślady przeobrażeń takich jak: sylikacja, chlorytyzacja, epidotyzacja, serycytyzacja, karbonatyzacja, spotykanych powszechnie i wyrażonych w postaci żył oraz przemian metasomatycznych. Lokalnie występuje też biotytyzacja, feldspatyzacja (albityzacja i potasowa metasomatoza) oraz aktynolityzacja. Niektóre z tych przemian

wykazują przestrzenny związek z przejawami magmowymi, a wiele z nich ma charakter zmian okołorudnych.

W utworach staropaleozoicznych okolic Mrzygłodu nawiercono diabazy, albitofiry i młodsze od nich porfiry dacytowe i ortoklazowe (Wieser 1957, Ekiert 1971, Juskowiak, Pendias, Ryka 1978).

W rejonie Myszkowa, w opracowywanych profilach wierceń, stwierdza się również diabazy oraz liczne dajki porfirów dacytowych, ryodacytowych, ryolitowych, a także mikrogranity i mikrogranodioryt (Heflik et al. 1975, Mikrut 1977). Miąższości pozorne tych żył wahają się od kilkudziesięciu centymetrów do kilkuset metrów. Największe odcinki porfirów dacytowych, znajdujących się bezpośrednio pod triasem, napotkano w otworach Pz-5 (154 m) i A-3 (213 m). Formy występowania granitoidów nie poznano, gdyż nie zostały one przewiercone. Przypuszczalnie należy się tu głębiej spodziewać większego ciała intruzywnego, tak jak to przypuszczali Wieser (1957) i Znosko (1964).

Kontakty skał wulkanicznych z otaczającymi mają przeważnie charakter tektoniczny. Częste jest występowanie ksenolitów skał metamorficznych w porfirach, a w kilku profilach wierceń (A-1, Pz-5, A-3), napotkano kilkumetrowej miąższości strefy skał typu brekcji intruzywnej. W skład tej brekcji wchodzi fragmenty skał otaczających, zmetamorfizowanych regionalnie i dynamicznie oraz okruchy porfirów mikrogranitowych, tkwiące w masie podstawowej o składzie mineralnym i strukturze porfiru (Pl. I, fig. 1). Kontury okruchów skał są ostrokrawędziste lub zatarte metasomatycznie. Różny jest też udział spoiwa w stosunku do okruchów.

W bezpośrednim kontakcie z granitoidami i wulkanitami nawierconymi w rejonie Myszkowa, występują przeobrażenia termiczne. Analiza przestrzennego rozmieszczenia stref tych przeobrażeń wykazuje, że najbardziej powszechne jest występowanie łupków plamistych, które niekiedy zawierają andaluzyt (Heflik et al. 1975) oraz kordieryt. Towarzyszą one porfirom. Bardziej ograniczony przestrzennie i miąższościowo zasięg mają przeobrażenia typu hornfelsów, łupków biotytowych, amfibolowych, serycytowych z kordierytem i adinoli, według oznaczeń Mochnackiej (ref. wygł. 16 VI 1977) oraz Truszel i Wolanowskiej (1977). Przemiany takie występują tylko w profilach wierceń z granitoidami i w ich bezpośrednim otoczeniu. Podobnie przeobrażone skały — hornfelsy tremolitowo-chlorytowe i łupki plamiste — zostały opisane przez Łydkę (1973) z kontaktu z mikrogranitami w okolicy Mrzygłodu. O przeobrażeniach typu adinoli i desmozytów z tego samego rejonu wspomina również Ryka (1978).

Skały magmowe w omawianym profilu uległy przeobrażeniom takim jak: potasowa metasomatoza, sylifikacja, serycytyzacja, chlorytyzacja, propilityzacja chlorytowo-epidotowa, karbonatyzacja i argilizacja (Heflik et al. 1975, Mikrut 1977).

Z opisanymi przeobrażonymi hydrotermalnie skałami magmowymi typu porfirów ryodacytowych i granitoidów, wiąże się przestrzennie występowanie okruszczowania miedziowo-molibdenowego.

Różnorodność objawów działalności magmowej w omawianym rejonie świadczy o wykorzystywaniu przez nią długo czynnej regionalnej strefy tektonicznej. Świadczy o tym również żyłowa forma występowania wulkanitów oraz obecność brekcji intruzywnych.

Okruszcowane porfiry ryodacytowe i granitoidy charakteryzują się stosunkowo słabym stektonizowaniem — są tylko zbrekcjowane i spękanne — podczas gdy skały otaczające wykazują oznaki budinażu, złupkowacenia, mylonityzacji i kataklazy. Wszystko to wskazuje na młodszy od starszego paleozoiku wiek kwaśnego magmatyzmu. O jego związku z cyklem waryscyjskim mogą świadczyć również datowania radiometryczne metodą K/Ar, wskazujące na wiek około 300 mln lat (Górecka 1972), a także stwierdzanie żył podobnych skał w utworach dewonu i karbonu dolnego na obszarze NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

PRZEJAWY OKRUSZCOWANIA

Przejawy mineralizacji kruszczowej w profilu paleozoiku omawianego rejonu towarzyszą w różnym natężeniu wszystkim przemianom epigeneitycznym, którym skały paleozoiczne w ciągu swojej historii geologicznego rozwoju ulegały. Wiążą się one z metamorfizmem regionalnym, dyslokacyjnym, termicznym i hydrotermalnym.

Stwierdzono tu dość liczną asocjację minerałów kruszczowych: tlenki tytanu (anataz i rutyl), magnetyt, hematyt (spekularyt), ilmenit, szelit, pirotyn, piryty, markasyt, chalkopiryty, bornit, kubanit, chalkozyn, digenit, molibdenit, sfaleryt, galena, tetraedryt, tenantyt, bismutyn, bismut rodzimy, aikinit, emplektyt, galenobismutyn, cosalit, kowelin, anglezyt. Ilościowo największe znaczenie mają (wymienione w kolejności częstości występowania): piryty, chalkopiryty, magnetyt, sfaleryt, molibdenit i bornit oraz galena. Do zespołu minerałów towarzyszących należą: kwarc, chalcedon, skalenie (ortoklaz, adular), biotyt, chloryt, muskowit, epidot, aktynolit, riebeckit, kalcyt, dolomit, ankeryt, fluoryt, baryt, celestyn, gips, kaolinit, dickit i zeolity.

Minerały te tworzą kilka zespołów paragenetycznych, cechujących się odmiennymi teksturami, strukturami oraz stosunkiem do skał otaczających. Na podstawie obserwacji mega i mikroskopowych wydzielono kilka najbardziej charakterystycznych zespołów należących do różnych etapów i stadiów mineralizacji (tab. 1). Zespoły te uszeregowano w kolejności przypuszczalnego następstwa wiekowego i nadano im nazwę od typomorficznych minerałów.

Są to zespoły następujące: pirytowy (I), magnetytowy z epidotem (II), magnetytowy z galeną i sfalerytem (III), kwarcowo-skalieniowy (IV), kwarcowo-molibdenitowy (V), kwarcowo-magnetytowy z bornitem (VI), skalieniowy z molibdenitem (VII), polimetaliczny z molibdenitem (VIII), barytowo-węglanowy z fluorytem (IX), węglanowy z galeną i sfalerytem (X).

Niektóre z minerałów występują w kilku generacjach*. Często jest też zjawisko rekurencji. Główny minerał kruszcowy asocjacji — pirit — jest obecny we wszystkich etapach i stadiach mineralizacji.

Rozprzestrzenienie tych zespołów w profilu paleozoiku Myszkowa przedstawia się następująco. Zespoły od pierwszego do trzeciego występują tylko w skałach metamorficznych. Pozostałe spotyka się zarówno w skałach metamorficznych, jak i magmowych.

Wymienione zespoły paragenetyczne mają też różne cechy ilościowe. Większość z nich ma znaczenie tylko mineralogiczne. Zasługują one jednak na uwagę, gdyż pozwalają poznać całokształt procesów mineralizacyjnych w paleozoiku tego obszaru oraz związek tych procesów z diastrofizmem. W wyniku takiej analizy można też umiejscowić w czasie najbogatsze, poznane w profilu Myszkowa, okruszczowanie miedziowo-molibdenowe.

Etap metamorfizmu regionalnego zaznaczył się tu obecnością blastezy i nieznacznym stopniem przekrystalizowania minerałów skałotwórczych i niewielkich ilości siarczków, głównie piritu (I zespół). Minerał ten występuje w postaci tekstur rozproszonych i warstwowych, czasem konkrecyjnych, które wskazują na jego syngenezę pochodzenie. Stopień przekrystalizowania piritu odpowiada słabemu stopniowi metamorfizmu regionalnego w zakresie facji zielenicowej. Interesujące jest tu współwystępowanie obok siebie idioblastów piritu i form przypominających okruszczowane bakterie. W zespole tym spotyka się też w śladach chalkopiritu, a sporadycznie zrosty sfalerytu, galeny i bornitu. Wielkość tych skupień jest rzędu setnych części mm. Siarczki te występują także w postaci rozproszonych ziarn, z tym że widoczne jest ich podporządkowanie kierunkowym teksturom skały. Niezależnie od skupień siarczków występują: anataz, tytanit i rzadszy od nich rutyl, tworzą one mikrolity skoncentrowane w smugi wyraźnie związane z minerałami skałotwórczymi, z których rozpadu pochodzą. Sporadycznie spotyka się też grafit, zwłaszcza w aleurytowej domieszce fylitów.

Niewielkie są też wtórne koncentracje minerałów kruszczowych (pirytu i chalkopiritu), które powstały w wyniku procesów mobilizacji tak charakterystycznych dla metamorfizmu regionalnego. Koncentracje te

* Odrębność generacji poszczególnych minerałów jest stwierdzana na podstawie tekstur przecinania, różnic w zmianach okolrudnych i badań termometrycznych kwarcu żyłowego.

wiążą się zwykle z żyłami kwarcowo-chlorytowymi lub kwarcowo-skaliowymi z chlorytem, które często cechują się ptygmatytowym zafałdowaniem (Pl. I, fig. 2).

Drobne koncentracje pirytu spotykane są również w stromych żyłkach kwarcowych, wypełniających szczeliny klaważu.

Przypuszczalnie do etapu metamorficznego należy także zaliczyć śladowe okruszczowanie magnetytem (II zespół). Magnetyt tworzy tu impregnacje w metasomatycznych skupieniach skaleni, epidotu i chlorytu, których soczewkowe formy być może należy wiązać z procesami budinażu (Pl. I, fig. 3). Magnetyt występuje w ziarnach izometrycznych, z których największe osiągają kilka milimetrów. Minerale ten zrasta się z ilmenitem. Sporadycznie spotyka się chalkopiryt i piryt. Pirotyn występuje zaś tylko w postaci wrostków w pirycie. Proces tak wyrażonej epidotyzacji skał metamorficznych jest dość rozpowszechniony w profilu paleozoiku Myszkowa.

Bardziej ograniczony zasięg mają inne, strefowo rozwinięte metasomatyczne przeobrażenia skał metamorficznych, takie jak: aktynolityzacja (Piekarski, Truszel, Wolanowska 1980). W tak przeobrażonych skałach występuje również śladowe okruszczowanie magnetytem, hematytem, pirytem, pirotynem, chalkopirytem i markasytem. Tekstury minerałów kruszczowych są żyłowo-impregnacyjne i szlirowe.

Przeobrażenia te są jeszcze słabo zbadane. Nie jest znany ich stosunek do magmatyzmu. Należy tu przypomnieć, że w niektórych profilach wierzeń hornfelsy amfibolowe występują jako przeobrażenia kontaktowe. Przypuszczalnie przemiany tego typu, wraz z charakterystyczną mineralizacją magnetytowo-siarczkową, należy uważać za skarny rozwinięte w skałach krzemianowych.

Podobną, pod względem asocjacji i tekstur, mineralizację kruszczową napotkano w zmarmuryzowanych i oskarnowanych skałach węglanowych ordowiku (otwór A-4). Oprócz magnetytu, pirytu, pirotynu i chalkopirytu stwierdzono tu także sfaleryt i galenę. Mineralizację tę wydzielono w odrębny zespół paragenetyczny (III) i zaliczono ją do etapu skarnowego.

Etap hydrotermalny mineralizacji kruszczowej w paleozoiku okolic Myszkowa jest reprezentowany przez kilka zespołów paragenetycznych, z których część przynajmniej jest wyraźnie związana ze zróżnicowanymi w czasie deformacjami tektonicznymi, a więc ma charakter odrębnych stadiów mineralizacji. Najczęściej wyraża się to przecinaniem się żył.

Przypuszczalnie najstarsze jest tu stadium kwarcowo-skaliowe (IV zespół), reprezentowane przez żyły pegmatytoidowe. Ich pozycja w stosunku do innych zespołów paragenetycznych nie jest jednoznacznie stwierdzona. Przeważnie spotyka się je w skałach metamorficznych, gdzie wśród innych minerałów żyłowych wyróżniają się one największą

grubością. Przekracza ona niekiedy 50 cm. Żyły tworzą system rozgałęziony, mają liczne apofizy, a czasem występują zgrubienia gniazdowe. Głównym minerałem zespołu jest kwarc tworzący zbitą masę (Pl. I, fig. 4). Poza nim do składników żył należą: skalenie, muskowit, chloryt, epidot, amfibole, kalcyt oraz śladowe ilości siarczków: pirytu, chalkopirytu, sfalerytu, galeny i minerałów bizmutu.

Geneza tych utworów nie jest znana. Przypuszczalnie nie są to jednak utwory eksudacyjne, związane z metamorfizmem regionalnym. Przecinają one bowiem skały już sfałdowane i same nie wykazują tekstur ptygmatytowych, tak jak opisane wyżej żyły kwarcowo-chlorytowe. Teksturą przypominają one pegmatyty. Struktura ich i skład mineralny natomiast nie odpowiada typowym pegmatytom. Także badania termometryczne inkluzji obecnych w kwarcu wskazują na znacznie niższy zakres temperatury jego krystalizacji (365 do 250°C), która zachodziła w warunkach hydrotermalnych.

Kolejne stadia mineralizacji kruszcowej (od V do VIII zespołu), są reprezentowane przez mineralizację miedziowo-molibdenową. Jest to mineralizacja najintensywniej rozwinięta i stosunkowo najlepiej poznana. Molibdenit występuje tu w kilku zespołach paragenetycznych, odpowiadających stadiom lub fazom mineralizacji.

Za najstarszy uważa się zespół kwarcowo-molibdenitowy (V), spotykany w granitoidach. Reprezentują go żyły kwarcu bezbarwnego, półprzezroczystego, o grubości od 0,5 do 4 cm. Molibdenit tworzy w nich przeważnie monomineralne skupienia w środkowej części żyły (Pl. II, fig. 1). Z innych minerałów sporadycznie występują chalkopiryt, sfaleryt, piryt i muskowit. Siarczki na ogół nie tworzą zrostów z molibdenitem. Na pozycję wiekową żył kwarcowo-molibdenitowych, starszą od porfirów ryodacytowych i ich przypuszczalny związek z granitoidami, może wskazywać występowanie fragmentów tych żył w brekcjach tektonicznych pochodzenia intruzywnego (Pl. II, fig. 2). Brekcje te prawdopodobnie są związane z etapem iniekcji porfirów.

Następne stadium stanowi zespół kwarcowo-magnetytowy z bornitem (VI). Poza tym w zespole występują: molibdenit i chalkopiryt, piryt, sfaleryt, galena, kubanit, hematyt (spekularyt i martyt) oraz szelit i ilmenit tylko sporadycznie. Zespół ten stwierdzono zarówno w skałach metamorficznych, jak i w porfirach ryodacytowych. Różne są w nich tylko formy okruszcowania.

W porfirach przeważa okruszcowanie typu impregnacji i gniazdowych skupień. Charakterystyczne są też żyły metasomatyczne oraz tekstury pseudobrekcjowe (Pl. II, fig. 3). Okruszcowanie objęło skały zsercytyzowane.

W skałach metamorficznych mineralizacja tym zespołem nakłada się na przeobrażenia termiczne tych skał, wyrażone powstaniem hornfelsów

biotytowych i amfibolowych. Występuje ona w postaci siatki cienkich, czasem widocznych tylko pod mikroskopem, żyłek o nieostrych konturach, które przenikają całą skałę. Spotyka się też żyły kwarcowe o grubości od 1 do 3 cm. Żyłom towarzyszy impregnacja minerałami kruszcowymi zespołu. System ten tworzy w badanych profilach wierceń typowe sztokwerkowe okruszczowanie.

Zespół opisywany występuje również w brekcjach intruzywnych jako cienkie żyłki i drobnokrystaliczne impregnacje masy spoiwa.

Magnetyt, główny minerał kruszcowy zespołu, tworzy agregaty polikrystaliczne lub pojedyncze, izometryczne ziarna. Występuje też w zrostach z chalkopirytem i bornitem. Często zawiera mikrolity chalkopirytu i pirytu. Bornit tworzy obwódki lub żyłki w chalkopirycie. Spotyka się też wzajemne przerosty bornitu z chalkopirytem, sfalerytem i galeną. Molibdenit występuje w polikrystalicznych skupieniach snopowych lub jako pojedyncze blaszki o wielkościach od setnych do dziesiątych części mm. Piryty spotyka się w tym zespole tylko sporadycznie. Chalkopiryt tworzy też samodzielne, nieprawidłowe ziarna. Sfaleryt jest odmianą nie wykazującą refleksów wewnętrznych.

Jest to wysokotemperaturowe stadium mineralizacji. Świadczy o tym sama parageneza, obecność procesu martytyzacji magnetytu, a także badania temperatur homogenizacji inkluzji obecnych w kwarcu żyłowym tego zespołu. Badania te wykazały, że krystalizacja kwarcu rozpoczęła się na pograniczu fazy pneumatolitycznej i hydrotermalnej (420—430°C).

Kolejny zespół paragenetyczny (VII) — jest reprezentowany przez żyły kwarcowo-skaleniowe z serycytem, molibdenitem, chalkopirytem i pirytem. Żyły te spotyka się w porfirach i w skałach metamorficznych. Charakterystyczne dla nich jest występowanie metasomatycznej aureoli skaleniowej wokół szczeliny (Pl. II, fig. 4). Przeobrażenia skał typu metasomatozy skaleniowej, rozwinięte strefowo wokół szczelin mają więc znaczenie zmian okółrudnych.

Kwarc, główny minerał zespołu, tworzy żyły o grubości od 2 do 8 mm. Molibdenit tworzy w kwarcu polikrystaliczne skupienia samodzielne lub zrasta się z chalkopirytem i pirytem. Niekiedy obserwuje się przykłady przecinania przez te żyły systemów sztokwerkowych, co świadczy o ich późniejszym powstaniu. Także badania termometryczne kwarcu tej paragenezy wskazują na niższe od poprzedniej temperatury krystalizacji (285—310°C).

Następny zespół paragenetyczny: polimetaliczny z molibdenitem (VIII), wiąże się również przestrzennie z występowaniem skał zmienionych w procesie metasomatozy skaleniowej. Podkreślić tu jednak należy, że okruszczowanie w formie żył, impregnacji i tekstur pseudobrekcyjnych nakłada się na skałę zmienioną w całej swej masie. Podkreślić tu należy, iż przeobrażenia tego typu inaczej się zaznaczyły w porfirach, a inaczej w skałach otaczających. W przypadku skał metamorficznych

pierwotne tekstury skał uległy całkowitemu zatarciu (Pl. II, fig. 5), a w skałach wulkanicznych widoczna jest jeszcze struktura porfirowa. Są to skały szaroróżowe, składające się z kwarcu, ortoklazu i mikroklinu. Skalenie uległy częściowej serycytyzacji. Miąższości metasomatytów skaleniowych osiągają niekiedy kilkanaście metrów.

Jest to najbogatsza pod względem mineralogicznym parageneza. Głównym minerałem zespołu jest piryt. Poza nim częsty jest udział chalkopirytu, sfalerytu, galeny. Rzadziej występuje molibdenit, a w ilościach śladowych minerały bizmutowe: głównie bizmutyn, emplektyt, aikinit. Pozostałe minerały jak: Bi rodzimy, kubanit, tetraedryt, tenantyt, spotykane są przede wszystkim w postaci wrostków w minerałach głównych. Minerałami towarzyszącymi są kwarc i węglany. Charakterystyczne jest też współwystępowanie z siarczkami rutylu i w śladach hematytu. Dla tego zespołu jest też znamienna obecność śródmineralizacyjnych deformacji tektonicznych, wyrażających się silną kataklazą pirytu. W szczelinki kataklastyczne tego minerału wnikają: chalkopiryt, sfaleryt i galena. Sfaleryt zwykle zawiera eksolucyjne wrostki chalkopirytu. Molibdenit stwierdzony w tym zespole jest odmianą wybitnie drobnokrystaliczną. Wielkości jego ziarn wahają się od tysięcznych do setnych części mm. Czasem są to też wielkości submikroskopowe. Minerał ten jest w takiej postaci rozproszony w kwarcu i w węglanach (rzadziej), co powoduje ich czarne zabarwienie.

Zespół ten powstał w warunkach szybkiego spadku temperatur w warunkach przypowierzchniowych. Świadczą o tym tekstury żył (brekcjo-we) oraz struktury rozpadu roztworów stałych. Dokumentują to również wyniki badań termometrycznych kwarcu (298—275°C).

W profilu paleozoiku okolic Myszkowa spotyka się jeszcze inne formy występowania molibdenitu, których pozycja w stosunku do opisywanych zespołów nie jest jednoznacznie ustalona. Są to rzadko spotykane, masywne skupienia tego minerału, o grubości kilku cm lub częściowe zabliznienia szczelin. Obydwie formy spotykano tylko w granitoidach.

Na mineralizację miedziowo-molibdenową nakłada się w niektórych profilach wierceń stadium żył barytowo-węglanowych z fluorytem — IX zespół paragenetyczny. Występują one zarówno w skałach metamorficznych, jak i magmowych. Przeważnie są to żyły o budowie krustyfikacyjnej lub krystaliczne spoiwo brekcji tektonicznych. Spotyka się też skupienia druzowe, zwłaszcza barytu i anglezytu, czasem kwarcu. Anglezyt jest tu minerałem hipogenicznym. Fluoryt występuje w postaci drobnokrystalicznych skupień, zwykle w zewnętrznej części żył, a także w postaci metasomatycznych przepojen okruchów skał w brekcjach. O paragenezie barytowo-fluorytowej z rejonu Mrzygłodu wspomina również Łydka (1973). W omawianym zespole spotyka się sporadycznie celestyn. Minerałami kruszczowymi zespołu są: markasyt, piryt, sfaleryt, galena i chalkopiryt. Sfaleryt, w odróżnieniu od poprzednio opisanych

generacji, zwykle cechuje się obecnością masowych refleksów wewnętrznych od czerwono-brunatnych do białych. Inkluzje chalkopirytowe w tym mineralu występują rzadko. Chalkopiryt zrasta się z markasytem i galeną. Markasyt tworzy samodzielne, często zaokrąglone ziarna i na ogół przeważa nad pirytem.

Tekstury tego zespołu, jego skład mineralny, a także badania termometryczne wskazują na powstanie tej mineralizacji w warunkach przypowierzchniowych, w niskich temperaturach.

Przypuszczalnie jeszcze młodszy od opisanego jest zespół węglanowy z galeną i sfalerytem (X). Spotyka się go jako system rozgałęzionych cienkich żył. Tną one wszystkie inne utwory żyłowe. Dla węglanów, przeważnie kalcytu i dolomitu, charakterystyczne są tekstury pasmowe, krustyfikacyjne i druzowe. Minerale kruszcowe: pirit, sfaleryt, galena, chalkopiryt i markasyt są obecne w ilościach śladowych, jako drobno-krystaliczne skupienia, zwykle w środkowej części żyły.

Od mineralizacji kruszcowej znanej z triasu omawiany zespół różni się stałą obecnością kwarcu, sporadyczną chalkopirytu i markasytu oraz całkowitym brakiem tekstur skorupowych. Podkreślić tu również należy, że żyły te nie przechodzą w żadnym z badanych profili wierceń do nadległych utworów triasu. Przypuszczalnie mogą one zamykać długotrwały etap działalności hydrotermalnej w paleozoiku i wiązać się z kolejnymi przeobrażeniami hydrotermalnymi tu zaznaczonymi, przede wszystkim z powszechnie występującą karbonatyzacją.

Na zakończenie krótkiej charakterystyki najbardziej typowych zespołów paragenetycznych stwierdzonych w profilu paleozoiku rejonu Myszkowa, należy podkreślić występowanie wielu jeszcze innych utworów żyłowych tak w skałach metamorficznych, jak i magmowych, z którymi jednak na ogół nie wiąże się okruszczowanie. Należą tu żyłki kwarcowe, biotytowe, albitowe, chalcedonowe, węglanowe z zeolitami, powleczenia kaolinitowe i kalcytowe otwartych spękań i inne. Na wyróżnienie zasługują poza tym przejawy mineralizacji kruszcowej związane przestrzennie z propilityzacją skał wulkanicznych. Są to żyłowe i impregnacyjne skupienia pirytu, chalkopirytu, sfalerytu i galeny, które towarzyszą żyłom kwarcowo-epidotowo-chlorytowym z kalcytem i dolomitem.

Ilościowo największe rozprzestrzenienie ma w badanych utworach mineralizacja miedziowo-molibdenowa, z tym że najbogatsze koncentracje metali wiążą się z zespołami: kwarcowo-magnetytowo-bornitowym (VI) i polimetalicznym z molibdenitem (VIII). W strefach najintensywniej okruszczowanych tymi zespołami, zawartość molibdenu waha się od 0,01 do 0,95‰, a miedzi od 0,06 do 3,53‰.

Mineralizacja miedziowo-molibdenowa, należąca do etapu hydrotermalnego, ma charakter stadialny i pulsacyjny. Molibdenit pojawia się kilkakrotnie w różnych paragenezach. Mineralizacja ta wykorzystuje

wielokrotne deformacje tektoniczne, które nastąpiły po sfałdowaniu skał staropaleozoicznych. Świadczą o tym tekstury żył oraz brak poza kataklazą pirytu, oznak stektonizowania minerałów kruszczowych, co może wskazywać jedynie na obecność śródmineralizacyjnych zaburzeń. Jest to okruszczowanie pometamorficzne i pomagmowe, a towarzyszyły mu lub go poprzedziły przeobrażenia hydrotermalne skał otaczających. Wczesne stadia mineralizacji miedziowo-molibdenowej zachodziły nie tylko na drodze wypełnienia pustych przestrzeni, ale i metasomatozy. Proces ten odbywał się na znacznych głębokościach i w zakresie temperatur od kata do epi, w złożonych warunkach fizyko-chemicznych.

Późne stadia etapu hydrotermalnego (tab. 1), były związane z deformacjami tektonicznymi zachodzącymi w warunkach przypowierzchniowych, w niższych temperaturach i ciśnieniach. Dokumentują to prosty skład mineralny oraz tekstury zespołów kruszczowych. Okruszczowanie nie objęło jednak utworów mezozoicznych. Należy więc do tego samego cyklu co mineralizacja miedziowo-molibdenowa, której wiek można uważać za górnokarboński. Cykl ten przypuszczalnie zakończył się w permie. W badanym profilu nie stwierdzono dotąd stref wietrzenia i cementacji.

STREFOWOŚĆ MINERALIZACJI MIEDZIOWO-MOLIBDENOWEJ W REJONIE MYSZKOWA

Analiza przestrzennego rozmieszczenia opisanych wyżej zespołów paragenetycznych pozwoliła na określenie pierwotnej strefowości poziomej mineralizacji miedziowo-molibdenowej (fig. 2). I tak w centralnej części pola rozpoznanego dotychczasowymi badaniami wiertniczymi, a więc w otworach: Pz-1, Pz-5, A-1, A-3 — występuje największa ilość zespołów paragenetycznych, w których jest obecny molibdenit. Są to następujące zespoły: kwarcowo-molibdenitowy (V), kwarcowo-magnetytowy z bornitem (VI), skaleniotowy z molibdenitem (VII) i polimetaliczny z molibdenitem (VIII). Jest to więc strefa głównego okruszczowania molibdenowego. W polu tej strefy znajduje się też zespół mineralny poznany w profilu wiercenia P-1 (Banaś, Paulo, Piekarski 1972). Ku peryferycznym częściom pola zarówno w kierunku SW, jak i NE, obserwuje się zmniejszanie się ilości zespołów paragenetycznych i jednocześnie następuje zmiana zaznaczona pojawianiem się zespołów coraz to młodszych. Ze strefą tą pokrywa się częściowo strefa mineralizacji miedziowej, która ma jednak znacznie większy zasięg. Rozpoznano ją bowiem także w wierceniach: Pz-6, Pz-2 i Pz-3. Najbardziej zewnętrzne części pola w rejonie Myszkowa zajmuje mineralizacja cynkowo-ołowiowa. Zwraca uwagę wyraźna koncentryczność strefowości.

Podobna strefowość zaznacza się również w odległości około 4 km na wschód od Myszkowa (fig. 2). Mała ilość badań (tylko dwa wiercenia:

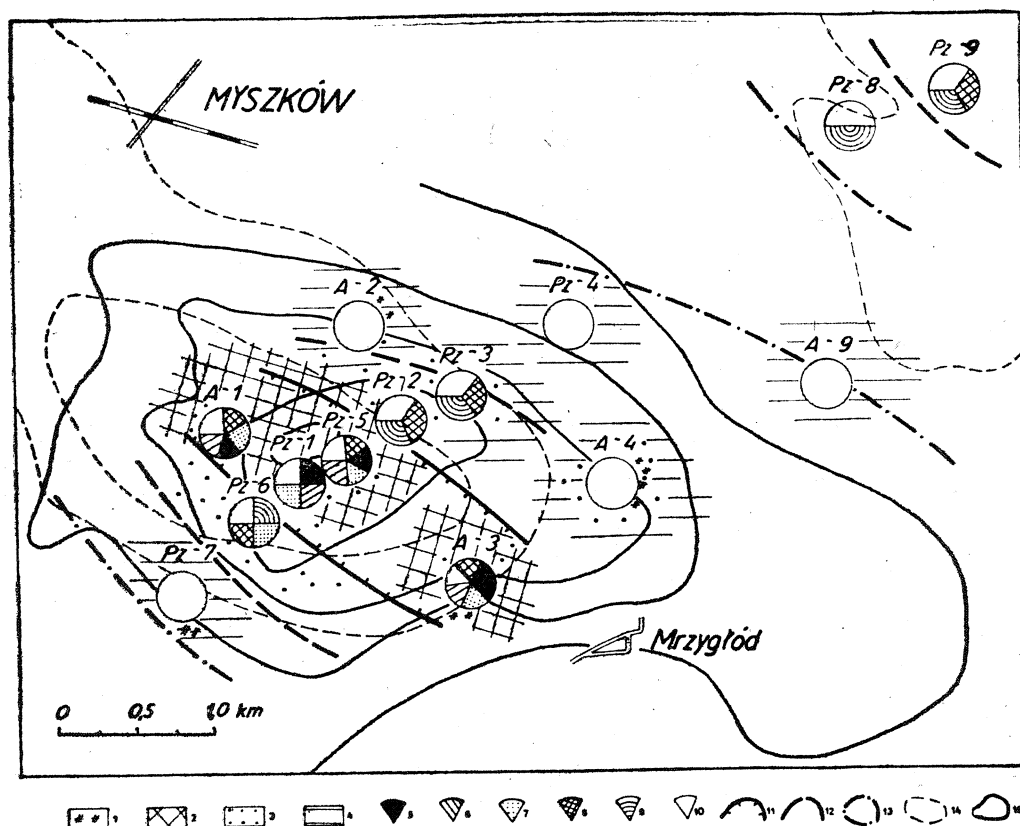


Fig. 2. Szkic występowania ważniejszych zespołów paragenetycznych, przeobrażeń skał oraz strefowości mineralizacji Mo-Cu w rejonie Myszkowa.

1 — skarny, 2 — K-metasomatoza, 3 — serycytyzacja, 4 — propylityzacja, 5 — zespół kwarcowo-molibdenitowy, 6 — zespół kwarcowo-magnetytowy z bornitem, 7 — zespół skaleniowy z molibdenitem, 8 — zespół polimetaliczny z molibdenitem, 9 — zespół barytowo-węglanowy z fluorytem, 10 — zespół węglanowy z galeną i sfalerytem, 11 — kontur głównej mineralizacji Mo, 12 — kontur mineralizacji Mo-Cu, 13 — kontur mineralizacji Zn-Pb, 14 — anomalie magnetyczne dodatnie, 15 — anomalie grawimetryczne ujemne.

Fig. 2. Sketch showing the occurrence of main paragenetic assemblages, alteration of rocks and zonation of Mo-Cu mineralization in the region of Myszków.

1 — skarns, 2 — K-metasomatism, 3 — sericitization, 4 — propylitization, 5 — quartz-molibdenite assemblage, 6 — bornite-bearing quartz-magnetite assemblage, 7 — feldspar-molibdenite assemblage, 8 — molibdenite-bearing polymetallic assemblage, 9 — fluorite-bearing barite-carbonate assemblage, 10 — carbonate assemblage with galena and sphalerite, 11 — contour of the main Mo mineralization, 12 — contour of Mo-Cu mineralization, 13 — contour of Zn-Pb mineralization, 14 — positive magnetic anomalies, 15 — negative gravimetric anomalies.

Pz-8 i Pz-9), pozwala ją jedynie zasygnalizować. Na podstawie analogii do profilu Myszkowa, można się jednak spodziewać intensywniejszej mineralizacji molibdenowej w kierunku na E lub NE od otworu wiertniczego Pz-9.

Wszystkie wymienione wyżej strefy okruszcowania zachodzą na siebie częściowo w profilu pionowym, tak że o strefowości pionowej na podstawie dotychczasowych badań nie można mówić.

W profilu paleozoiku Myszkowa obserwuje się także strefowość hydrotermalnych przeobrażeń skał, które współwystępują z mineralizacją miedziowo-molibdenową. I tak w centralnej części pola głównego okruszcowania molibdenowego, występują objawy biotytyzacji i potasowej feldspatyzacji (fig. 2). Rozleglejsze rozprzestrzenienie ma strefa serycetyzacji. Najdalszy przestrzenny zasięg wykazuje strefa propilityzacji, która pokrywa się z przejawami mineralizacji galeną i sfalerytem, starszymi od okruszcowania cynkowo-ołowiowego obecnego w utworach triasu.

Strefowość mineralizacji miedziowo-molibdenowej i przeobrażeń hydrotermalnych skał paleozoicznych stwierdzona w profilu Myszkowa wykazuje dużą zbieżność ze schematem Lowella i Guilberta (1970), ustalonym dla porfirowych złóż miedzi i molibdenu. Schemat ten został potwierdzony w wielu złożach z różnych stref orogenicznych świata (Geoffroy, Wignall 1972).

Mineralizacja kruszczowa poznana w paleozoiku Myszkowa, także pod względem paragenезы mineralnej, tekstur minerałów kruszczowych, stadijalności, a nawet kolejności poszczególnych stadiów (Pokałow 1972) oraz przestrzennego związku z przejawami magmatyzmu kwaśnego i pośredniego i ze strefami przeobrażeń hydrotermalnych skał (zwłaszcza metasomatozy potasowej), wykazuje duże podobieństwo do formacji porfirowych złóż miedzi i molibdenu. Podobieństwo do tej formacji sygnalizowała już Górecka (1972) dla mineralizacji kruszczowej stwierdzonej w paleozoiku okolic Mrzygłodu, głównie na podstawie związku opisywanej przez siebie mineralizacji z magmatyzmem i określonymi przeobrażeniami hydrotermalnymi.

Złoża tej formacji kruszczowej, wiążąc się z intruzywnymi skałami magmowymi, cechują się często koncentrycznymi lub elipsoidalnymi kształtami. Forma ciała kruszczowego jest tu bowiem kontrolowana kształtem intruzji. W profilu Myszkowa stwierdzono również koncentryczność i wyraźne wydłużenie elipsoidalne w kierunku NW—SE (fig. 2). Układ ten jest zgodny z azymutem struktury tektonicznej Myszkowa i przypuszczalnie może odpowiadać ułożeniu intruzji. Należy tu zwrócić uwagę na zaskakującą zbieżność przebiegu dodatnich anomalii magnetycznych i ujemnych grawimetrycznych oraz wykazanej strefowości kruszczowej w omawianym obszarze (fig. 2). Według przedstawionego ostatnio podsumowania badań geofizycznych na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Zagłębia Węglowego (Kurbiel 1978), anomalie te mogą odzwierciedlać kwaśne ciało magmowe w podłożu mezozoiku. W rejonie Myszkowa nawiercono przypuszczalnie poziom subwulkaniczny intruzji. Kształt tego ciała mogą także wyznaczać przeobrażenia skarnowe, które stwierdzono tak w obrębie sphyllityzowanej serii ilasto-szarogłazowej starszego paleozoiku, jak i w skałach węglanowych ordowiku.

Przeobrażenia takie obserwuje się bowiem w profilach wierceń zlokalizowanych na zewnątrz pola głównej mineralizacji miedziowo-molibdenowej, w otworach: Pz-7, A-2, A-3 i A-4 (fig. 2).

WNIOSKI KOŃCOWE

Dotychczasowe wyniki badań geologicznych i mineralogicznych okruszczowania paleozoiku Myszkowa, pomimo wielu jeszcze zagadnień otwartych, pozwalają już na wykazanie pewnych prawidłowości metalogenicznych o znaczeniu regionalnym.

Przejawy mineralizacji kruszczowej tu występujące są związane z różnymi etapami rozwoju diastroficznego paleozoiku, z tym że najintensywniejsze wśród poznanych dotąd — przejawy okruszczowania miedziowo-molibdenowego — należą do cyklu waryscyjskiego. Wskazywać na to może ścisły przestrzenny i bliski czasowy związek ich z przejawami magmatyzmu kwaśnego i pośredniego waryscyjskiego oraz nakładanie się mineralizacji tego typu na przeobrażenia związane z metamorfizmem regionalnym kaledońskim, dynamometamorfizmem nieustalonego wieku i metamorfizmem termicznym i metasomatycznym, wywołanym oddziaływaniem intruzywnych skał magmowych waryscyjskich.

W analogicznej sytuacji geologicznej występują przejawy mineralizacji miedziowo-molibdenowej, zaliczane również do formacji porfirowych złóż, napotkane w okolicy Pilicy (Bukowy, Ślósarz 1975, Harańczyk 1978) oraz w okolicy Krakowa (Ślósarz 1975, Harańczyk 1978). Punkty stwierdzeń tego typu mineralizacji kruszczowej lokują się wzdłuż całej strefy wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (fig. 1). Obszar ten należy więc uznać za perspektywiczny dla występowania złóż tej formacji kruszczowej.

Na perspektywiczność tego obszaru, poza przesłankami bezpośrednimi, może wskazywać także ważny dla metalogenezy obrzeżenia czynnik strukturalny, który przypuszczalnie kontroluje okruszczowanie. Jest to bowiem strefa kontaktu dwóch różnych jednostek tektonicznych — Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zawierającego w podłożu sztywny masyw krystaliczny (Bukowy 1972) i jego obrzeżenia — obszaru krakowsko-lublinieckiego — uformowanego podczas orogenezy kaledońskiej i waryscyjskiej. Wyrazem aktywności tej strefy może być wielofazowy magmatyzm i długotrwały proces mineralizacji kruszczowej hydrotermalnej.

Stwierdzona w profilu paleozoiku okolic Myszkowa strefowość okruszczowania miedziowo-molibdenowego, może mieć znaczenie praktyczne. Na jej bowiem podstawie można wstępnie określić formę i rozmiary ciała kruszczowego. Przypuszczalnie należy się także liczyć z mo-

żliwością występowania kilku takich stref kruszconośnych w paleozoiku obszaru krakowsko-lublinieckiego. Są to rejony: Myszkowa, Zawiercia, Pilicy i Krakowa (okolice Bębła). Mineralizacja kruszczowa w tych rejonach może być kontrolowana nie rozpoznanymi jeszcze wiertniczo intruzjami waryscyjskich skał magmowych. Kolejnym ważnym czynnikiem w wybranych czterech rejonach jest korzystny słaby stopień ścięcia erozyjnego tych domniemanych masywów oraz stosunkowo nieznacznej miąższości nadkład skał mezo- i kenozoicznych (od kilkudziesięciu do 300 metrów).

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Banaś M., Paulo A., Piekarski K. (1972), O mineralizacji miedziowej i molibdenowej w rejonie Mrzygłodu. *Rudy i Met. niez.*, 1: 3—7. Katowice.
- Banaś M., Piekarski K. (1978), Mineralizacja polimetaliczna w utworach staropaleozoicznych w obszarze Myszków—Mrzygłód. Polymetallic mineralization in the Old — Palaeozoic formation of the Myszków—Mrzygłód area. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 159—161. Warszawa.
- Bukowy S. (1964), Uwagi o budowie geologicznej paleozoiku wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Notes on the geological structure of Palaeozoic of the Eastern Margin of the Upper Silesian Coal Basin. *Biul. Inst. Geol.*, 184: 21—40. Warszawa.
- Bukowy S. (1972), Budowa podłoża Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. The structure of the substratum of the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin. *Pr. Inst. Geol.*, 61: 23—59. Warszawa.
- Bukowy S. (1978), Tektonika utworów paleozoicznych. The tectonics of the Palaeozoic formations. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 43—53. Warszawa.
- Bukowy S., Ślósarz J. (1975), Profil paleozoiku i mezozoiku w Smoleniu koło Pilicy. Palaeozoic and Mesozoic sequence at Smoleń near Pilica. *Biul. Inst. Geol.*, 282: 419—448. Warszawa.
- Ekiert F. (1957), Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłdzie w okolicy Zawiercia. Geological conditions of the occurrence of magmatic rocks in Mrzygłód near Zawiercie. *Kwart. geol.*, 1: 106—111. Warszawa.
- Ekiert F. (1971), Budowa geologiczna podpermского podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Geological structure of the Sub-Permian basement of the North-Eastern Margin of the Silesian Coal Basin. *Pr. Inst. Geol.*, 64: 5—64. Warszawa.
- Geoffroy J., Wignall T. K. (1972), Statistical Study of Geological Characteristic of Porphyry Copper-Molybdenum Deposits in the Cordillieran Belt. Application to the rating of Porphyry Prospects. *Econ. Geol.*, 67: 656—668. Lancaster.
- Górecka E. (1972), Mineralizacja kruszczowa w utworach paleozoicznych północno-wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Ore mineralization in Palaeozoic rocks of the Silesian-Cracow Area. *Acta geol. pol.*, 22, 2: 275—325. Warszawa.
- Harańczyk C. (1978), Mineralizacja polimetaliczna w utworach paleozoicznych wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Polymetallic mineralization of the Palaeozoic formations in the Eastern Borderland of the Upper Silesian Coal Basin. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 171—180. Warszawa.

- Heflik W., Parachoniak W., Piekarski K., Ratajczak T., Ryszk a J. (1975), Petrografia utworów staropaleozoicznych z okolic Myszkowa (Górny Śląsk). The petrography of the Old-Palaeozoic rocks from the vicinity of Myszków (Upper Silesia). *Zesz. nauk. AGH, Geologia*, 1, 4: 35—43. Kraków.
- Juskowiak O., Pendias H., Ryka W. (1978), Skąły magmowe w północno-wschodnim obrzeżeniu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Igneous rocks in the North-Eastern Borderland of the Upper Silesian Coal Basin. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 73—78. Warszawa.
- Kurbiel H. (1978), Badania magnetyczne i grawimetryczne. Magnetic and gravimetric surveys. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 263—272. Warszawa.
- Lowell J. D., Guilbert J. M. (1970), Lateral and Vertical Alteration Mineralization Zoning in Porphyry Ore Deposits. *Econ. Geol.*, 65: 373—408. Lancaster.
- Łydka K. (1973), Młodszy prekambry i sylur rejonu Myszkowa. Late Precambrian and Silurian in the Myszków area. *Kwart. geol.*, 17, 4: 700—709. Warszawa.
- Mikrut B. (1977), Wyniki badań petrograficznych skał magmowych z rejonu Myszkowa i Mrzygłodu. *Kwart. geol.*, 21, 4: 934—935. Warszawa.
- Piekarski K. (1971), Perspektywy występowania złóż miedziowo-molibdenowych w utworach staropaleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia GZW. *Kwart. geol.*, 15, 3: 710—711. Warszawa.
- Piekarski K., Siewniak-Witruk A. (1978), O występowaniu ordowiku w okolicach Mrzygłodu. *Prz. geol.*, 11: 647—648. Warszawa.
- Piekarski K., Truszel M., Wolanowska J. (1980), Charakterystyka litologiczno-petrograficzna utworów syluru z obszaru Myszków-Mrzygłód. *Prz. geol.*, 2: 85—92. Warszawa.
- Ryka W. (1978), Skąły metamorficzne. Metamorphic rocks. *Pr. Inst. Geol.*, 83: 69—71. Warszawa.
- Siedlecki S. (1962), On the Occurrence of Silurian in the Eastern and North-Eastern Periphery of the Upper Silesian Coal Basin. *Bull. Acad. Pol. Scien.*, 10: 41—46. Warszawa.
- Ślósarz J. (1975), Okruszczowanie utworów paleozoicznych południowej części antyklinorium śląsko-krakowskiego. *Archiwum IG. Praca doktorska*. Warszawa.
- Truszel M., Wolanowska J. (1977), Wyniki badań petrograficznych utworów staropaleozoicznych z rejonu Myszkowa i Mrzygłodu. *Kwart. geol.*, 21, 4: 933—934. Warszawa.
- Wieser T. (1957), Charakterystyka petrograficzna albitofirów, porfirów i diabazów z Mrzygłodu w okolicy Zawiercia. Petrographic characteristic of albitophyres, porphyries, and diabases from Mrzygłód near Zawiercie. *Kwart. geol.*, 1, 1: 113—125. Warszawa.
- Znosko J. (1963), Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. Tectonic Problems of the outer Carpathian part of Poland. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 4: 71—109. Warszawa.
- Znosko J. (1964), O konieczności wykonania głębszych wierceń w części apikalnej mrzygłódzkiego batolitu. On the necessity of deeper drilling in the apical part of the Mrzygłód batholit. *Kwart. geol.*, 8, 3: 465—475. Warszawa.
- Znosko J. (1970), Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. Geologia i surowce mineralne Polski. *Biul. Inst. Geol.*, 251: 45—70. Warszawa.
- Pokałow W. T. — Покалов В. Т. (1972), Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. *Издат. Недра*. Москва.

SUMMARY

The paper deals with the results of mineralogical study of mineralization phenomena in Paleozoic rocks penetrated by 16 boreholes in the region of Myszków, in NE margin of the Upper Silesian Coal Basin (Fig. 1).

Structurally this area represents a fragment of the Variscan Mrzygłód anticline (Bukowy 1964) composed of folded Early Paleozoic rocks, discordantly covered by Triassic rocks, ca 180 m thick.

The oldest, paleontologically documented are Ordovician clay-aleutitic, arenaceous, conglomeratic and carbonate deposits (Piekarski, Siewniak-Witruk 1978) and Upper Silurian clay-sandy series (Siedlecki 1962, Ekiert 1971). All these rocks are slightly metamorphosed under conditions of greenschist facies and show symptoms of phyllitization, boudinage, pygmatitic structures, mylonitization, cataclasis, brecciation and jointing of several generations. Mineralization phenomena are often connected with these joints.

Lower Paleozoic rocks of the Myszków area are intruded by numerous apophyses of diabases, porphyries, microgranodiorites and microgranites. Moreover, the occurrence of intrusive breccias are observed. Contact metamorphic phenomena in exocontacts of acid igneous rocks are manifested by spotty shales, hornfelses, adinoles, biotite-amphibole schists and epidote-pyroxene skarns.

Igneous and surrounding rocks are hydrothermally altered. Usually we observe potassic feldspathization, silification, sericitization, chloritization, propylitization and carbonatization. Magmatic rocks show no tectonization phenomena which could be connected with fold deformations. Radiometric determinations indicate the relation of microgranitic, rhyodacitic and rhyolitic magmatism with the Variscan cycle. Copper-molybdenum mineralization is connected spatially just with these rocks.

Ore mineralization phenomena, observed in the Myszków profile, belong to different stages of diastrophic evolution of Paleozoic deposits. Pyritic (I) and magnetite-epidote (II) assemblages are connected with regional metamorphism, whilst that magnetite-galena-sphalerite one (III) — with the formation of skarns. The most intensely developed is hydrothermal stage of mineralization. It is represented by pegmatoid quartz-feldspar veins (IV) and by successive assemblages V to VIII — various stages of Cu-Mo mineralization. The highest concentrations of metals were found to occur in quartz-magnetite-bornite (VI) and molybdenite-bearing polymetallic (VIII) associations. The content of Mo in the most mineralized zones amounts to 0.01—0.95 wt.%, whilst that of Cu from 0.06 to 3.53 wt.%. Hydrothermal stage is terminated by barite-carbonate-fluorite (IX) and carbonate-galena-sphalerite (X) assemblages. Hydrothermal mineralization is post-metamorphic and post-magmatic. It

was preceded or accompanied by hydrothermal alteration of surrounding rocks.

Examination of spatial distribution of paragenetic assemblages allowed to establish the primary horizontal zonality of Cu-Mo mineralization (Fig. 2). In central part of the field there occurs a zone of main Mo mineralization. Further outwards this zone successively follows copper and zinc-lead mineralizations, whereby the latter is older than that known in the Triassic deposits of this region. Similar zonality is characteristic of hydrothermal alteration of rocks (Fig. 2).

The zonality of mineralization and alteration of Paleozoic rocks encountered in the Myszków profile are fairly consistent with the model elaborated for Cu-Mo deposits belonging to the porphyry-copper formation (Lowell, Guilbert 1970) and have practical importance. We observe a distinct concentric zonality which is probably conditioned by the shape of magmatic intrusion, not yet completely recognized by borings. Its ellipsoidal shape and supposed NW—SE elongation is concordant with the main tectonic direction of the Myszków structure. This shape also results from local gravimetric and magnetic anomalies, overlapping with distribution of the zonality of ore mineralization (Fig. 2).

OBJAŚNIENIA PLANSZ — EXPLANATION OF PLATES

Plansza — Plate I

Fig. 1. Brekcja intruzywna. Widoczne ostrokrawędziste fragmenty użyłonych skał metamorficznych i nieostre kontury skał granitoidowych. Spoiwo o strukturze porfirowej. Otwór wiertniczy A-1, gł. 561,1 m. Powierzchnia polerowana.

Fig. 1. Intrusive breccia. Sharp-edged fragments of veined metamorphic rocks and faint contours that of granitoids are visible. Cement is porphyritic in structure. Borehole A-1, depth 561.1 m. Polished surface.

Fig. 2. Żyły kwarcowe z chlorytem, ptygmatytowo zafałdowane. Otwór wiertniczy Pz-3, gł. 595,0 m. Powierzchnia naturalna.

Fig. 2. Chlorite-bearing quartz veins showing ptygmatic folding. Borehole Pz-3, depth 595.0 m. Natural surface.

Fig. 3. Impregnacja magnetytowa (ciemnoszare, plamiste skupienia) w skale zepidotyzowanej (jasnoszare fragmenty). II zespół paragenetyczny. Otwór wiertniczy Pz-3, gł. 498,2 m. Powierzchnia polerowana.

Fig. 3. Magnetite impregnations (dark-grey spotty concentrations) in epidotized rock (light-grey fragments). Paragenetic assemblage II. Borehole Pz-3, depth 498.2 m. Polished surface.

Fig. 4. Żyła kwarcowo-skalenkowa, jasny kwarc, ciemniejsze skupienia — skalenie, czarne — siarczki. IV zespół paragenetyczny. Otwór wiertniczy Pz-3, gł. 474,0 m. Powierzchnia polerowana.

Fig. 4. Quartz feldspathic vein, light — quartz, darker aggregates — feldspars, black — sulphides. Paragenetic assemblage IV. Borehole Pz-3, depth 474.0 m. Polished surface.

Plansza — Plate II

Fig. 1. Żyła kwarcowo-molibdenitowa (barwa czarna) w mikrogranicie. V zespół paragenetyczny. Otwór wiertniczy Pz-5, gł. 680,0 m. Powierzchnia polerowana.

Fig. 1. Quartz-molybdenite (black) vein in microgranite. Paragenetic assemblage V. Borehole Pz-5, depth 680.0 m. Polished surface.

Fig. 2. Brekcja intruzywna zawierająca okruszek żyły kwarcowo-molibdenitowej (V zespół) — obrysowany fragment. Otwór wiertniczy A-1, gł. 567,0 m. Powierzchnia polerowana.

Fig. 2. Intrusive breccia containing a fragment of quartz-molybdenite vein (assemblage V). Borehole A-1, depth 567.0 m. Polished surface.

Fig. 3. Impregnacyjno-szlirowe okruszczowanie magnetytowe w porfirze dacytowym. VI zespół paragenetyczny. Otwór wiertniczy Pz-1, gł. 252,1 m. Powierzchnia polerowana.

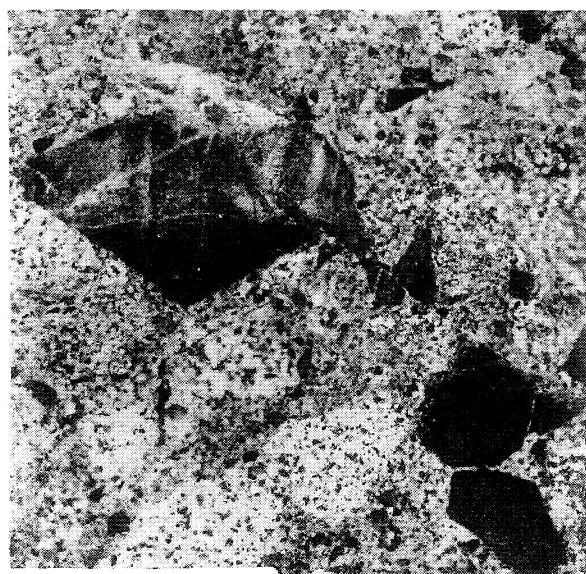
Fig. 3. Magnetite mineralization in dacitic porphyry, impregnationschlieren in type. Paragenetic assemblage VI. Borehole Pz-1, depth 252.1 m. Polished surface.

Fig. 4. Żyła kwarcowo-skalieniowa z molibdenitem — VII zespół paragenetyczny. Widoczna aureola metasomatyczna wokół żyły w porfirze. Otwór wiertniczy Pz-5, gł. 212,5 m. Powierzchnia naturalna.

Fig. 4. Molybdenite-bearing quartz-feldspatic vein. Paragenetic assemblage VII. Metasomatic aureole around the vein within porphyritic rocks is visible. Borehole Pz-5, depth 212.5 m. Natural surface.

Fig. 5. Metasomatyt skaleniowy z impregnacyjną i pseudobrekcją mineralizacją polimetaliczną (czarne punkty i smugi). VIII zespół paragenetyczny. Otwór wiertniczy Pz-5, gł. 383,2 m. Powierzchnia polerowana.

Fig. 5. Feldspatic metasomatite with polymetallic mineralization of impregnation and pseudobrecciated type (black points and stripes). Borehole Pz-5, depth 383.2 m. Polished surface.



2 cm

1



4 cm

3



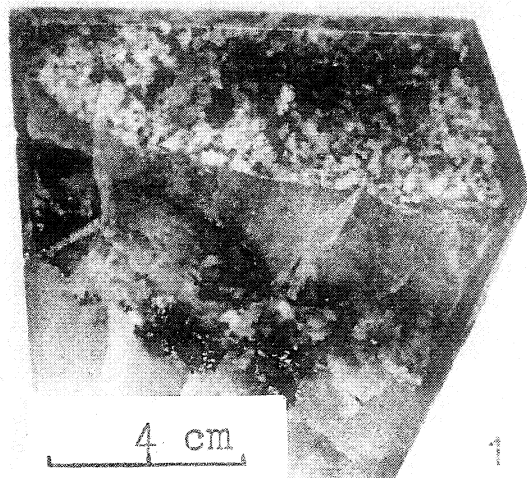
0,5 cm

2

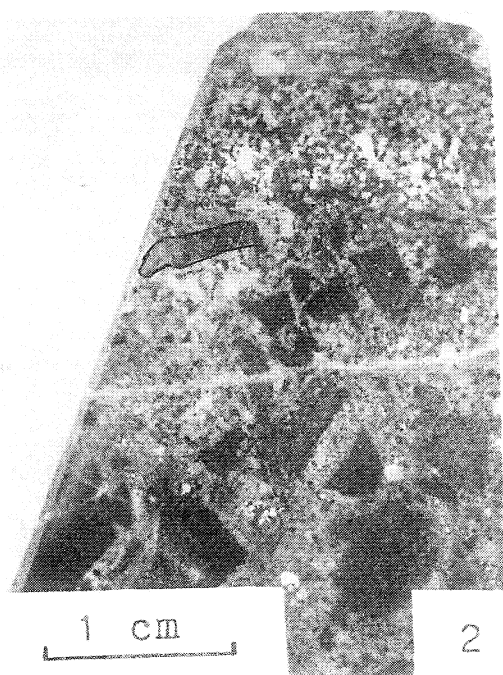


1 cm

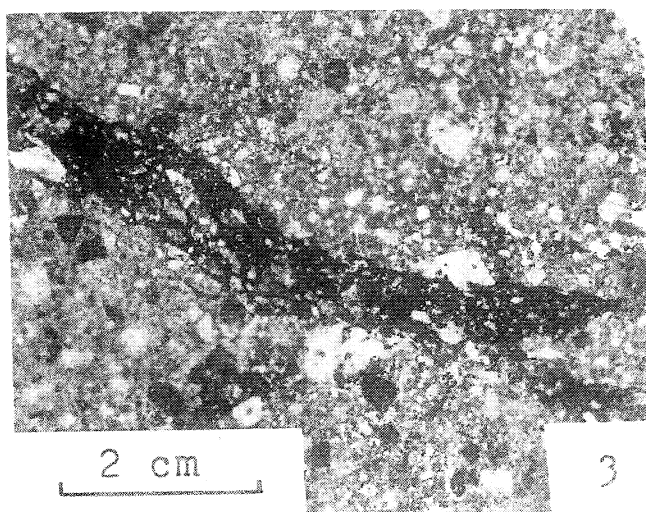
4



1



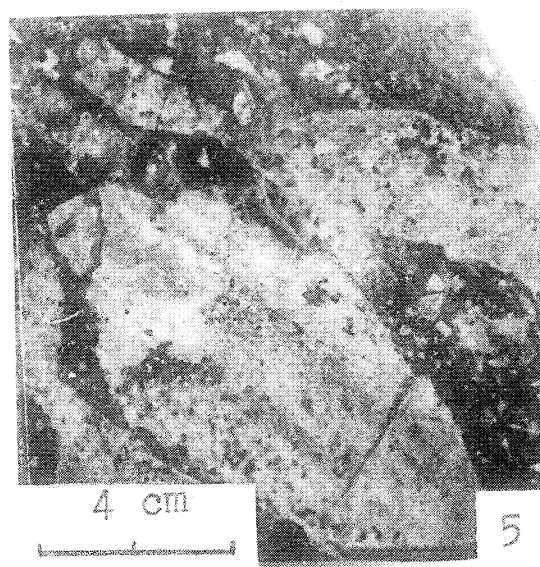
2



3



4



5