

ZŁOŻE Cu-Mo SIERRA GORDA, PÓŁNOCNE CHILE

GEOLOGY OF Cu-Mo SIERRA GORDA DEPOSIT, NORTH CHILE

JADWIGA PIECZONKA¹, ADAM PIESTRZYŃSKI¹, WŁADYSŁAW ZYGO¹

Abstrakt. W pracy wykorzystano próbki geologiczne przywiezione w ramach programu KGHM Go Global Internship. Na ich podstawie opracowano model okruszczenia wszystkich stref charakterystycznych dla złoże porfirowego. Z obserwacji mikroskopowych oraz badań ilościowych wynika, że złoże charakteryzuje się dużą zmiennością wszystkich parametrów. Najczęściej występującym minerałem w strefie złoże utlenionego jest atacamit, ponadto zidentyfikowano malachit, brochantyt, chryzokolę, sampleit, paratacamit, brushyt, antleryt, aubertyt, montmoryllonit i kaolin. Głównymi minerałami kruszcowymi w strefie siarczkowej są chalkopiryt, kowelin molibdenit i piryt. Ponadto stwierdzono obecność, bornitu, arsenopiryty, pirotynu, sfalerytu i galeny. Podstawienia Cu w minerałach skałotwórczych, jak również wrostki siarczków Cu i Mo, mogą mieć wpływ na uzysk tych metali.

Słowa kluczowe: ren, mineralizacja kruszcowa, złoże porfirowe, Sierra Gorda.

Abstract. Samples collected during the KGHM Polska Miedź S.A. program Go Global Internship were used in these work to develop a mineralogical model of all zones in the Sierra Gorda deposit. Reflected light microscope observation and quantitative microchemical analyses show that the deposit is characterized by high variability of all parameters. The major mineral within the oxides zone is atacamite. The following other minerals have been identified: malachite, brochantite, chryzocolla, sampleite, paratacamite, brushite, antlerite, aubertite, montmorillonite and kaolinite. The major minerals in the sulphide zone are chalcopyrite, covellite, molybdenite and pyrite. The minor and accessory minerals are bornite, arsenopyrite, pyrrhotite, sphalerite and galena. Substitution of Cu in rock-forming minerals as well as inclusions of Cu and Mo sulphides within silicates will play an important role in the recovery of both metals.

Key words: rhenium, ore mineralization, porphyry deposit, Sierra Gorda.

WSTĘP

Rejon Sierra Gorda należy do najbogatszych w rudy miedzi na terenie Chile. Położony jest w obrębie pasa porfirowego, ciągnącego się wzdłuż zachodnich granic Chile, 20 km od niego na północny-wschód, obok miejscowości Calama, znajduje się jedna z większych kopalń rud miedzi Chiquicamata (fig. 1). Wydobywa się w niej, obecnie już systemem podziemnym, około 300 000 Mg miedzi rocznie. Na poł-

udnie od złoże Sierra Gorda (150 km) znajduje się jedna z największych kopalni miedzi na świecie Escondida, z roczną produkcją około 1 mln Mg miedzi. Sierra Gorda jest jednym ze złóż w tym rejonie. W złoże Sierra Gorda 55% udziałów własności należy do polskiej firmy wydobywczej KGHM Polska Miedź SA, współwłaścicielem jest japońska firma Sumitomo. Samo złoże ma formę komina o powierzchni 3 km²,

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: piestrz@geol.agh.edu.pl.

znajduje się mniej więcej w połowie odległości między Andami, a brzegiem Oceanu Spokojnego, na obszarze pustyni Atakama. Sierra Gorda jest typowym złożem porfirowym Cu-Mo. Porfirowe złoża miedzi powstają w wyniku wielu różnych procesów. Są związane z intruzjami magmowymi we współczesnych lub dawnych strefach subdukcji. Złoża porfirowe dostarczają obecnie prawie trzy czwarte światowej produkcji miedzi, połowę produkcji molibdenu, prawie jedną piątą złota, większość produkcji renu, a także w mniejszych ilościach Ag, Pd, Te, Se, Bi, Zn i Pb (Sillitoe, 2010). Najważniejsze tego typu złoża rozciągają się wzdłuż Andów, Gór Skalistych i w tzw. pierścieniu pacyficznym. Znanych jest kilkanaście złóż porfirowych, które mogą skupiać do 30 mln Mg Cu. Znaczenie przemysłowe mają na ogół tylko te, których eksploatacja jest możliwa metodą odkrywkową, ze względu na niską procentową zawartość miedzi. Przykłady największych złóż to: Chuquicamata, El Teniente i Escondida (Chile); Cuajone i Toquepala (Peru); Cerro Colorado (Panama); La Caridad i Cananca (Meksyk); Bingham Canyon (Stany Zjednoczone) i Grasberg (Indonezja). Tylko niektóre z nich są eksploatowane metodami podziemnymi jak np. El Teniente, czy Grasberg. Niewiele jest opracowań dotyczących złoża Sierra Gorda, więcej dotyczy znajdującego się w pobliżu złoża El Spence (Cameron i in., 2007, 2008). W niektórych złożach, w strefie brekcjowej i zaawansowanej argilityzacji, jest spotykane okruszcowanie epitermalne bogate w siarczki, złoto (Sillitoe, 2010) i lokalnie w platynowce (Piestrzyński i in., 1994).



Fig. 1. Lokalizacja złoża Sierra Gorda

Location of the Sierra Gorda deposit

GEOLOGIA OBSZARU SIERRA GORDA

Wśród złóż porfirowych wyróżnia się dwa typy: typ andyjski, klasyczny oraz typ filipiński, z nałożonym systemem epitermalnym, zwykle bogatym w złoto i PGM (Piestrzyński i in., 1994). Złoża porfirowe charakteryzują się strefowością, obecnością skał magmowych i wulkanicznych oraz ich odpowiedników klastycznych, obfitością zmian hydrotermalnych (fig. 2) i strefowością okruszcowania (fig. 3). Wahaniami miąższości stref zmineralizowanych i zawartości metali są duże. Ma to bezpośredni wpływ na rozmieszczenie zawartości podstawowych metali w złożu tj. Cu, Mo i Fe.

Obszar górniczy Sierra Gorda jest położony w obrębie Doliny Środkowochilijskiej, pomiędzy Kordylierą Nadbrzeżną na zachodzie, a Andami na wschodzie. Obszar leży przy wschodniej granicy z Doliną Środkowochilijską, blisko prekordyliery. Występują tutaj trzy odmienne wiekowo pasy miedziożnych porfirów, wykazujące trend N-S pomiędzy

20° i 27° szer. geogr S. Wiek tych pasów maleje z zachodu na wschód, co związane jest z ewolucją strefy subdukcji. Od zachodu występuje pas porfirowy wieku wczesnej kredy (130 mln lat), centralny pas jest wieku paleoceńskiego (66–56 mln lat), a najbardziej wschodni jest oligoceński (42–31 mln lat). Centralny, paleoceński pas, w którym jest zlokalizowane złożo Sierra Gorda, odpowiada



Fig. 2. Odkrywka Sierra Gorda, początkowe stadium eksploatacji (kghm.com, 2016)

Sierra Gorda open pit, early stage of development (kghm.com, 2016)

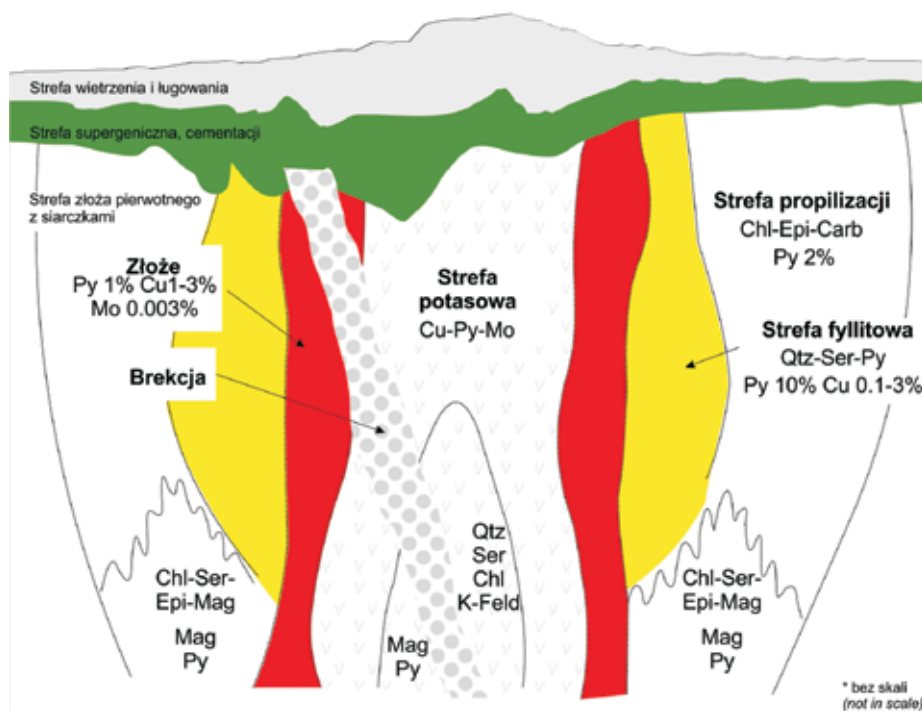


Fig. 3. Schemat strefowości pionowej i poziomej w złożach porfirowych (Lowell, Gilbert, 1970; Garza i in., 2001; zmienione)

Chl – chloryt; Epi – epidot; Carb – węglany; Qtz – kwarc; Ser – serycyt; K-Feld – skałen potasowy; Bt – biotyt; Anh – anhydryt; Py – piryt; Mag – magne-
ty; Cu – miedź; Mo – molibdenit

Vertical and lateral zonation in a porphyry type deposit (modified after Lowell, Gilbert, 1970 and Garza i in., 2001)

Chl – chlorite; Epi – epidote; Carb – carbonate; Qtz – quartz; Ser – sericite; K-Feld – Potassium Feldspar; Bt – biotite; Anh – anhydrite; Py – pyrite;
Mag – magnetite; Cu – copper; Mo – molybdenite

Dolinie Środkowochilijskiej. Pas paleoceński zawiera złoże miedzi charakteryzujące się mineralizacją molibdenową tj. Spence, Lomas Bayas, Guanuco, Toquepala, Cuajone i Cerro Verde. Najważniejszymi geologicznymi sekwencjami na obszarze pustyni Atakama, w którym położone jest złoże Sierra Gorda są: system przedtriasowy, triasowy, osady obszaru załukowego z przewarstwieniami pochodzenia wulkanicznego, skały wulkaniczne łuku magmowego z okresu jury i kredy, andyjski batolit, skały intruzywne i ekstruzywne okresu kredowo-paleogeńskiego oraz żwiry systemu fluwialnego i aluwialnego miocenu. System przedtriasowy składa się z kompleksu jednostek wyłaniających się w Kordylerze Centralnej, w strefie salarów, między prekordylerą, a Andami. Skały powstawały w środowisku głębokomorskim i zawierają lidyty. Ponadto, w tym systemie występuje duża ilość kwaśnych intruzji. Kompleks triasowy jest zbudowany ze skał facji lądowej, są to osady klastyczne, głównie konglomeraty i czerwone brekcje. Aktywność wulkaniczna w triasie była niewielka, ale z tego okresu są znane lawy andezytowe. Osady załukowe są reprezentowane głównie przez facje morskie (węglany bogate w skamieniałości), są to głównie osady liasu i kredy. Wykształcenie tych osadów wskazuje na bliskie położenie w stosunku do kontynentu. Mają one przewarstwienia skał wulkanicznych i klastycznych. Innymi utworami są skały wulkaniczne łuków wysp. Od liasu miała

miejsce wzmoczona aktywność magmowa, osady tego okresu odsłaniają się na powierzchni w obrębie Kordyliery Nadbrzeżnej i rzadko w Dolinie Środkowochilijskiej. Pod względem petrograficznym skały są jednorodne, głównie są to dioryty, granodiority, dioryty kwarcowe. Rozwijały się one w trakcie odległych czasowo aktywności magmowych. Ich powstawanie zakończyło się w cenomanie, według niektórych autorów w doggerze. Bezpośrednie podłoże złoże Sierra Gorda jest zbudowane ze skał formacji Quebrada Mala oraz Quebrada Seca, sekwencji Wulkano-klastycznych skał wieku dolnej kredy, o składzie andezytów i ryolitów. Występują także konglomeraty i arenity, w których nastąpiła intruzja skał wieku paleogenu, takich jak granodiority i monzodiority oraz serii mniejszych plutonów (Feasibility Study Report, 2011). Oprócz tego powstały liczne ciała brekcyjne. Skały intruzywne miały zmienny skład, od kwaśnego po obojętny. Duże strefy hydrotermalnych zmian są związane ze skałami magmowymi i zawierają okruszcowanie Cu, Mo i Au. Ostatnim ogniwem stratygraficznym są polimiktyczne osady czwartorzędu (piaski, żwiry), pokrywające znaczną część pustyni Atakama. Wskazują one na system aluwialny i fluwialny. Głównym okresem depozycyjnym był miocen. Osady te są przewarstwione ignimbrytami i tufami powstającymi w wyniku działalności wulkanicznej trwającej od miocen po dzień dzisiejszy (Feasibility Study Report, 2011).

TEKTONIKA

W złożu zostały rozpoznane 4 systemy uskoków. Najstarszy i największy system składa się z zapadających na NNE głównych uskoków, które mają związek z regionalnymi lineamentami Lomas Bayas, Sierra Gorda i El Inca. Te struktury poprzedzały batolit wieku paleogenu i odgrywały i odgrywały rolę w jego lokalizacji. Drugi, główny system uskoków składa się z wielu subpionowych, zapadających na WNW uskoków normalnych (azymut 280° – 300°). Uskoki te mają małe i średnie zrzuty, były aktywne przed, w czasie i po okresie mineralizacji. Najważniejsze z nich to uskoki Filo i San Armando, które oddzielają blok strukturalny zawierający strefy zmineralizowane Catalina, Carmen, San

Armando i Isabel. Uskok Filo tworzy południowo-zachodnią stronę tego bloku i został zinterpretowany, jako regionalny, tensyjny uskok zapadający na NW między dwoma systemami uskoków N–S (Feasibility Study Report, 2011). Uskoki trzeciego systemu np. Salvadora, Vertice i Carmen, zapadają na NE. Według Raportu Feasibility (2011), ciała brekcji hydrotermalnych tworzyły się najczęściej w miejscach przecięcia się uskoków o upadzie WNW z tym systemem. Czwarty, najmłodszy system obejmuje spękania zapadające na E, które spowodowały przemieszczenie niektórych zmienionych i zmineralizowanych bloków (Feasibility Study Report, 2011).

SKAŁY OBSZARU SIERRA GORDA

Wśród skał budujących obszar dominują skały wieku od kredy do eocenu, należące do centralnego pasa wulkanicznego i magmowego (Central Volcanic and Igneous Belt) północnego Chile.

ANDEZYTY PORFIROWE – KREDA DOLNA

Andezyty są zróżnicowane teksturalnie i strukturalnie. Ich główne typy to: gruboziarnisty, porfirowy andezyt z tabliczkowatymi fenokryształami plagioklazów; drobnziarnisty andezyt z tabliczkowatymi fenokryształami; tuf andezytowy, zbrekcionowany, z litoklastami andezytowymi i/lub tufu andezytowego w matriksie z klastycznego lub piroklastycznego materiału; andezyt migdałowcowy z migdałami o wielkości 1 cm, wypełnionymi kalcylem, gipsem oraz chalcedonem (Feasibility Study Report, 2011).

SKAŁY PALEOCENU

Na obszarze Sierra Gorda batolit jest pocięty licznymi, późniejszymi dajkami oraz małymi plutonami o różnych teksturach. Te późniejsze intruzje znajdują się zarówno wewnątrz, jak i na zewnątrz batolitu, ale najczęściej występują w pobliżu jego granic i z nimi właśnie są związane zmiany hydrotermalne, brekcje i mineralizacja metalami. Skały intruzywne, według datowań radiometrycznych, mają wiek od 64 mln lat w przypadku grubokrystalicznych faz, do 55 mln lat dla zmineralizowanych ciał porfirowych na obszarze Sierra Gorda i w złożu Spence. Wskazuje to na przynajmniej dwukrotny udział skał intruzywnych w utworzeniu systemu porfirowo-hydrotermalnego. Taki rozwój systemu będzie przyczyną dużego zróżnicowania urabialności skał, jak również zmienności okruszcowania.

Granodioryt z Sierra Gorda to średniokrystaliczna skała o składzie od granodiorytu do monzonitu. Intruzje są reprezentowane przez nieregularny sztokwerk odchodzący od centralnej części batolitu oraz dajki i niewielkie ciała, które przecinają batolit, siebie nawzajem oraz skały otaczające.

Skały budujące sztokwerk zmieniają się od równokrystalicznych do porfirowatych. Sztokwerk jest bardzo zróżnicowany litologicznie o składzie od granitu, sjenogranitu, monzogranitu po monzodioryt, natomiast dajki mają skład porfiru ze skaleniem potasowym oraz porfiru granitowego (Feasibility Study Report, 2011).

Na obszarze koncesyjnym Sierra Gorda wyróżnia się obecność dwóch zespołów skał intruzywnych: monzodioryt – monzogranit – sjenogranit i zespół porfir granodiorytowy – porfir potasowy – granit.

Sjenogranity są znajdowane w kilku częściach obszaru, w tym w obrębie złóż Catalina i Salvadora oraz blisko złoża San Armando.

Monzogranit, nazwany mikrogranitem lub porfirowatym granitem, jest spotykany najczęściej w obrębie złoża Catalina (Feasibility Study Report, 2011). Występuje razem z sjenogranitem i porfirowym monzogranitem.

Monzodioryt jest zasobny w kwarc. Złoża Catalina i Salvadora są miejscami, gdzie występuje typowo porfirowaty monzodioryt, z drobnokrystalicznym tłem skalnym (od 0,1 do 1 mm), zasobny w kwarc, hornblendę i czasem w biotyt. W Catalinie ma on gradacyjny kontakt z monzogranitem i sjenogranitem.

Granit występuje w obrębie złoża Salvadora.

Porfir granodiorytowy jest skałą, która otrzymała nazwę *Granodiorite Felicidad* lub ryolit. Tworzy małe dajki i masywy w złożu Salvadora, Isabel, Copucha, Begoña, Lina i lokalnie w Strefie 281 (281 Zone). Przez geologów pracujących w złożu jest nazywany porfidogranodioritico.

Porfir potasowy (porfidofeldspatico). Ciała porfiru potasowego pojawiają się w obrębie obszaru Sierra Gorda jako dajki i małe plutony. Porfir potasowy jest dominującą skałą w Strefie 281, gdzie tworzy dajkę o małym kącie nachylenia i rozciągłości N–S, przecinającą wulkaniczne skały andezytowe na wschodniej granicy batolitu. Wyróżnia się dwie odmiany strukturalne tej skały: PF-Temprano oraz PF-Tarde. Skały te przecinają się wzajemnie, co wskazuje na wielostadialność procesów hydrotermalnych.

SKAŁY HYDROTHERMALNE

Brekcje intruzywne. Wiele dajek oraz fragmenty strefy sztokwerkowej, które tworzą trzeciorzędowy masyw, mają formę intruzywnych brekcji. Wyróżnia się:

1. Brekcję z ciemnym turmalinem i matriksem kwarcowym, która powstała przed etapem zmian potasowych i okruszcowaniem. Brekcja Santiaguina to duże ciało brekcji turmalinowej (fig. 4), które jest głównym elementem two-

rzącym komin brekcyjowy w złożu Catalina. Znajduje się ono 200 m poniżej obecnej powierzchni terenu i jest otoczone przez brekcję hydrotermalną (Brecha Catalina).

2. Brekcję hydrotermalną – generalnie jest to nazwa pozostałych brekcji występujących na obszarze Sierra Gorda, w których matriks nie jest zdominowany przez kwarc i turmalin. Wiele ciał brekcyjowych na tym obszarze (np.: Brecha Catalina, Brecha Salvadora, Brecha Olvidada, Brecha Copucha) jest zaliczanych do tej kategorii.

METODY BADAŃ

Badania mikroskopowe przeprowadzono na zglądach polerowanych i płytkach cienkich polerowanych jednostronnie, w świetle odbitym.

Badania rentgenostrukturalne wykonane na próbkach proskowych potwierdziły obecność następujących minerałów: kwarcu, turmalinu (drawitu), kaolinitu 1Md, illitu 2/TM, montmoryllonitu, atacamitu i chryzokoli (fig. 5). Badania zostały wykonane dwukrotnie na tej samej próbce tj. na próbce surowej glikolowanej oraz na próbce wyprażonej w temperaturze 560°C. Wyprażenie próbki pomogło w identyfikacji minerałów ilastych.

Badania ilościowe minerałów strefy przejściowej zostały wykonane w Laboratorium Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w Krakowie, przy pomocy mikroskopu FEI QUANTA 200 Field Emission Gun Scanning Electron Microscope wyposażonego w spektrometr (EDS).

Analizy ilościowe chemiczne Mo i Re w mikroobszarze wykonano w Laboratorium Pierwiastków Krytycznych AGH-KGHM, WGGiOŚ, AGH Kraków, przy pomocy mikroanalizatora JEOL Super Probe JXA-8230. Analizy wykonano metodą WDS w następujących warunkach: napięcie wiązki 15 kV, prąd próbki 40 nA, średnica wiązki pomiarowej 3µm. Wykorzystano następujące standardy i linie pomiarowe CuKα (100%), MoKα (MoS₂), FeKα (FeS₂), SKα (FeS₂) i ReMα (100%). Poprawki ZAF obliczono oryginalnym programem firmy JEOL.



Fig. 4. Brekcja turmalinowa z siarczkami, czarny – turmalin, żółtoszary – piryt

Tourmaline breccia with sulphides, black – tourmaline, yellowish – pyrite

ZMIANY SKAŁ OTACZAJĄCYCH

Okruszcowanie obszaru Sierra Gorda zlokalizowano w pasie o rozciągłości N–S i długości 13 km, głównie w kredowych andezytach i tufach. Siarczkowej strefie hypogenicznej towarzyszy strefa z utlenionymi minerałami Cu i strefa supergenicznego wzbogacenia w siarczki, o zróżnicowanej miąższości (Feasibility Study Report, 2011).

Większość złóż porfirowych znajduje się w strefach klimatycznych podatnych na silne zmiany wietrzeniowe, które zwykle zachodzą do głębokości 50–200 m. Zmiany te powstają na skutek utlenienia, przemieszczenia miedzi i ponownej depozycji związków miedzi. W strefie utlenienia zawartość Cu jest stosunkowo niska, a w skład rudy wchodzi go-

ethyt, jarosyt, malachit (fig. 6), azuryt, kupryt, brochantyt, chryzokola, atacamit, paratacamit (Cu₂(OH)₃Cl), sampleit NaCaCu₅(PO₄)₅·5H₂O, linartyt oraz inne, mniej powszechne minerały. Strefa ta jest zmienna ze względu na zawartości możliwej do wyługowania miedzi, natomiast jej zasięg zależy od rodzaju skał i charakteru tektoniki. Badania rentgenostrukturalne wskazały dodatkowo na obecność kaolinitu i montmoryllonitu (fig. 5).

Głębiej następuje gwałtowny wzrost zawartości Cu do 1,0–5,0%, w poziomo ułożonej strefie cementacji (blanket) (fig. 3), której dolny zasięg często odpowiada głębokości zwierciadła wód podziemnych. Na tej głębokości w skład

rudę wchodzi drobnokrystaliczny chalkozyn i kowelin oraz domieszki Ag i niekiedy Au, które występują w tych minerałach. Obecne są również miedź rodzima, kupryt i niewielkie ilości minerałów uważanych za rozpuszczalne, jak malachit, azuryt oraz w zależności od chemizmu wód i klimatu, chlorki lub siarczany Cu. Poniżej strefy cementacji supergenicznej, występuje strefa złoża pierwotnego, tzw. sztokwerku, czyli żyłki oraz rozproszone minerały miedzi jak: pirit, bornit, chalkopirit, enargit, luzonit, tennantyt (Cox, Singer, 1963). Ruda w najgłębszej strefie zawiera zwykle 0,3–1,0% Cu, przy średniej oscylującej w granicach 0,5–0,7%. Kopalnia Sierra Gorda (fig. 2) jest w początkowym etapie eksploatacji w strefie zawierającej rudę siarczkową, charakteryzującą się dużą zmiennością zawartości Cu typu siarczkowego i skał zsylikowanych. Zmienność ta jest spowodowana ułożeniem stref zmian hydrotermalnych i centralnym położeniem strefy potasowej, która z definicji jest uboższa w siarczki miedzi a bogatsza w pirit (Cox, Singer, 1963). W złożu miedzi Sierra Gorda, w strefie utlenienia występują minerały charakterystyczne dla rejonu

północnego Chile, powstające w specyficznych, suchych warunkach.

Zmiany obecne w złożu Sierra Gorda są typowe jak dla innych porfirowych złóż miedzi. Wydziela się strefę zmian zewnętrzną – propylitową, kwarcowo-serycytowa, fyllitową oraz wewnętrzną potasową. Brak jest informacji o strefie argilityzacji, aczkolwiek taka strefa istnieje przypuszczalnie głębiej (Feasibility Study Report, 2011). Strefa zmian powierzchniowych obejmuje strefę utlenioną oraz powierzchniową czapę zmian argilitowych. Strefa zmian propylitowych to zmiana regionalna i jest to głównie przemiana epidotowa w andezytach. Strefa zmian kwarcowo-serycytowa jest obecna w wulkanicznych skałach podłoża i skałach osadowych. Klasyczna strefa zmian fyllitowych jest obecna w intruzywnych skałach porfirowych i skałach wulkanicznych, charakteryzuje się zastąpieniem skałeni potasowych przez kwarc i serycyt. Strefa zmian potasowych jest obserwowana, jako przemiana biotyto-chlorytowa w andezytach i jako żyły różowego skalenia potasowego w skałach wulkanicznych i intruzywnych (Feasibility Study Report, 2011).

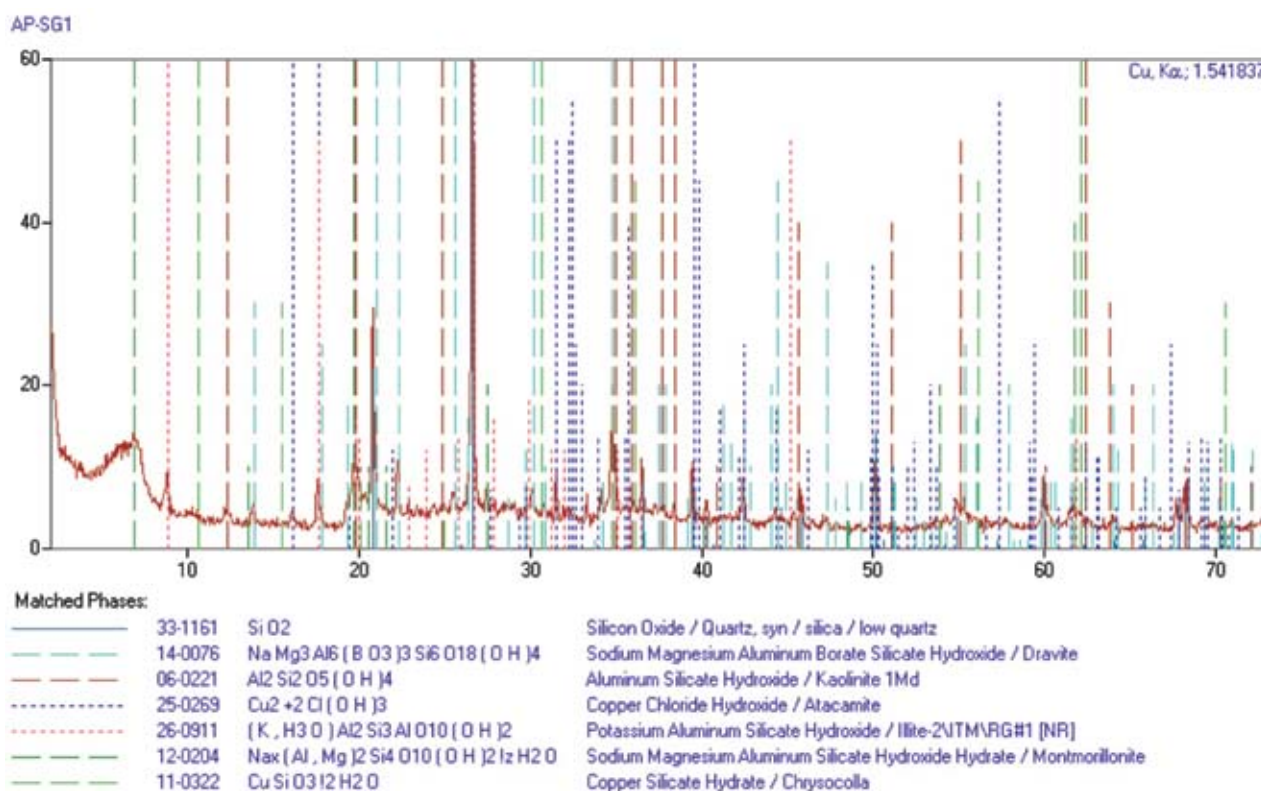


Fig. 5. Dyfraktogram próbki rudy utlenionej ze złoża Sierra Gorda

Diffractogram from oxidized copper ore, Sierra Gorda

ŻYŁY HYDROTHERMALNE

Wyróżnia się 9 różnych typów mineralnych żył występujących na obszarze Sierra Gorda (Feasibility Study Report, 2011):

- 1) turmalinowo-kwarcowe, zawierają albit, turmalin i kwarc, przecinają strefy wszystkich typów skał,
- 2) magnetytowo-kwarcowe, zawierają pozostałości po albicie, są późniejsze niż żyły turmalinowe,
- 3) kwarcowe, które są płonne, nieciągłe i powstały wcześniej niż żyły turmalinowe i magnetytowe,
- 4) kwarcowo-biotytowe, posiadają pozostałości po biotycie i wtórny biotyt zastępowany przez skałen potasowy, są nieciągłe i pojawiają się głównie w skałach andezytowych i tufach,
- 5) kwarcowo-K-skaleniowe z molibdenitem, mają teksturę pegmatytową, są nieciągłe z pozostałościami po skałeniach potasowych i znajdują się głównie w skałach intruzywnych,
- 6) kwarcowo-pirytowo-chalkopirytowe z serycytem i chlorytem, są głównym miejscem, w którym znajduje się chalkopiryt i bornit,
- 7) kwarcowo-pirytowo – serycytowe, mogą zawierać niewielkie ilości chalkopirytu i scheelitu,
- 8) polimetaliczne, zawierające kwarc, piryt, chalkopiryt, sfaleryt, arsenopiryt, galenę, scheelit,
- 9) syderytowo-dolomitowe, które powodują powstanie brekcji węglanowych na wcześniejszych brekcjach.



Fig. 6. Utleniona ruda miedzi, barwa zielona – malachit + atacamit. Sierra Gorda, 2015 r.

Oxidized copper ore, malachite + atacamite (green), Sierra Gorda, 2015

OKRUSZCOWANIE

Pas zmineralizowany, w którym znajduje się złoże Sierra Gorda, ma około 13 km długości i rozciągłość NE–SW. Zawiera przynajmniej trzy znane, główne systemy hydrotermalne, ze znaczącą, hipergeniczną mineralizacją Cu-Mo. Hipergeniczną mineralizację siarczkową towarzyszy mineralizacja strefy utlenionej, a także, w mniejszym stopniu, siarczkowa mineralizacja supergeniczna. Mineralizacja strefy utlenionej jest rezultatem wietrzenia, które miało miejsce w paleogenie i oddziaływało na wcześniejszą mineralizację hipergeniczną. Pozycja okruszcowania jest prawdopodobnie zależna od tektoniki. Jak podają dane literaturowe, czwarty system tektoniczny spowodował przemieszczenie okruszczonych bloków (Feasibility Study Report, 2011).

Strefa ługowania (utleniona) jest produktem wietrzenia *in situ* hipergenicznych siarczków. Rozciąga się od powierzchni do głębokości maksymalnie 200 m. Wyróżnia się strefy bogate w miedź oraz strefy, z których miedź została wyługowana (płonne). Zależało to od lokalnej litochemii, tektoniki, pierwotnej zawartości siarczków, a także od zmian położenia zwierciadła wód. Na dużym obszarze, w strefie utlenionej znajduje się znaczna ilość miedzi. Hipergeniczny molibdenit jest utleniony do ferrimolibdenitu. Skały w strefie utlenionej są silnie zmienione, głównie w alteracji kwarcowo-serycytowej lub chlorytowej. W skałach granitowych przeważają skałenie alkaliczne (ortoklasy i sanidyny) lub

kwarc. Zawartość plagioklazów jest niewielka, raczej jest to składnik podrzędny. Stosunkowo duży udział jest minerałów maficznych – od 11,88% do 79,55%. Oprócz głównych minerałów skałotwórczych występują miki (muskowit, biotyt, chloryt, serycyt), tytanit, turmalin, epidot, wodorotlenki żelaza, hematyt, minerały miedzi (atacamit, sampleit), hornblenda, cyrkon, apatyt i fluoryt.

W świetle odbitym, w próbkach pochodzących ze strefy utlenionej zidentyfikowano malachit, chryzokolę (fig. 7, 8) i atacamit (fig. 7). Chryzokola tworzy głównie naskorupienia na kwarcu, chalcedonie, a w strefach głębszych również na turmalinach (fig. 7). Badania chemiczne w mikroobszarze potwierdziły identyfikację mikroskopową. Analizy chemiczne atacamitów (4 punkty) potwierdziły jego zróżnicowany skład chemiczny. Zawartość Cu waha się od 42,66% wag. do 53,28% wag. Badane atacamity charakteryzują się obecnością domieszek Fe w granicach 0,57–2,49% wag. oraz znacznymi zawartościami Si w granicach 5,44–7,77% wag. (zob. tab. 1). Zawartość Si lub SiO₂ jest najprawdopodobniej związana z wszechobecną kolomorficzną krzemionką, którą zlokalizowano w postaci cienkich naskorupień wśród zonalnie zbudowanych chryzokoli i atacamitu (np. fig. 7).

Analizowane chryzokole, podobnie jak atacamity, wykazują również zmienny skład chemiczny w mikroobszarze. Zawartości Cu wahają się w granicach 24,76–35,28% wag.

Chryzokole wykazują również zróżnicowane zawartości Fe w granicach 0,68–2,52% wag.

Bania chemiczne w mikroobszarze wykazały znaczne zawartości Cu: w wodorotlenkach Fe do 12,56% wag.; w minerałach ilastych do 1,14% wag.; w kolomorficzej krzemionce do 3,52% wag. (np. punkt AP 415 A-1, fig. 15). Zawartość minerałów ilastych i krzemionki jest znaczna, zatem te fazy będą odgrywały znaczącą rolę w bilansie miedzi. W próbkach z tej strefy zanotowano również obecność siarczoków Fe i Cu w matrycy krzemionkowej (fig. 10). Jest to jednoznaczna informacja, że ta część miedzi pozostanie w materiale odpadowym, niezależnie od zastosowanego modelu przeróbki.

Brekcja turmalinowa została rozpoznana jako głęboko zmieniony porfir, ze strefami sylikfikacji i strefami intensywnego okruszczenia wtórnymi minerałami Cu w strefie stropowej. Badania makroskopowe pozwoliły na stwierdzenie obecności atacamitu, chryzokoli, turmalinu (fig. 11) oraz wodorotlenków Fe. Badane próbki zawierają bogate okruszczenie miedziane, na poziomie 7–8% Cu.

W świetle odbitym zidentyfikowano kwarc, turmalin, rutil (fig. 11), chryzokolę (fig. 11, 13, 14), atacamit oraz wodorotlenki Fe (fig. 12–14) i śladowe ilości siarczoków. Turmalin został zidentyfikowany po charakterystycznym pokroju kryształów i promienistych ich skupieniach (fig. 11). Siarczki występują w postaci kilkumikronowych inkluzji,

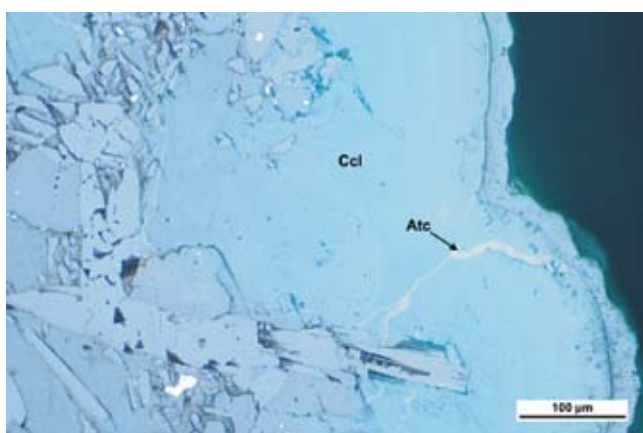


Fig. 7. Kolomorficzna chryzokola (Ccl) z żyłkowym atacamitem (Act), światło odbite

Colomorphous chrysocolla (Ccl) with atacamite (Atc).
Reflected light

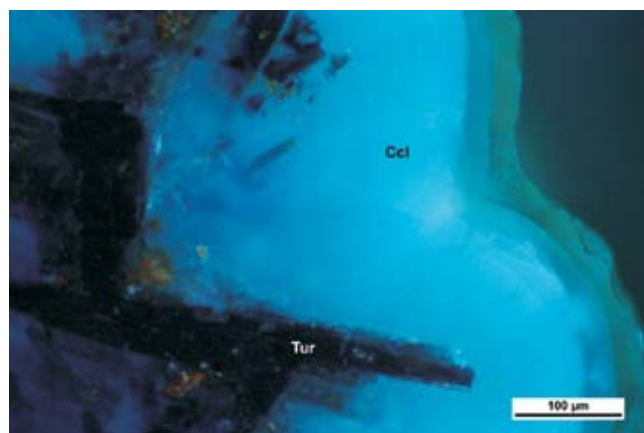


Fig. 8. Obraz z fig. 7, kolomorficzna chryzokola (Ccl), kryształy drawitu (Tur), światło odbite, XN

Image from fig. 7, Colomorphous chrysocolla (Ccl), dravite crystals (Tur). Reflected light, XN

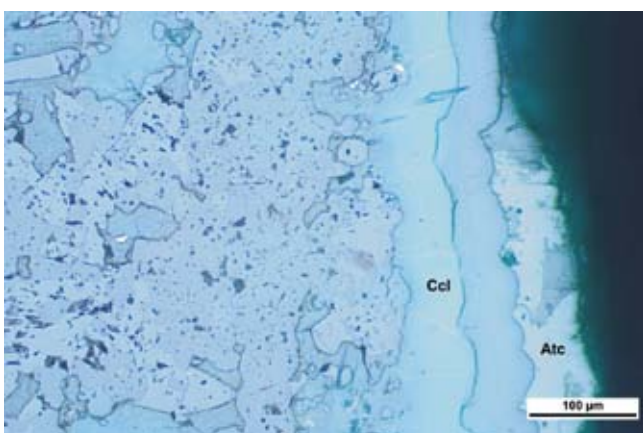


Fig. 9. Zonalne naskorupienia mineralów: od prawej strony – atakamit(Atc), opal – chryzokola (Ccl) i strefa zsylikfikowana (w odcieniach szarych). Światło odbite

Mineral zonation, from right side: atacamite(Atc), opal, chrysocolla (Ccl) and silification zone. Reflected light

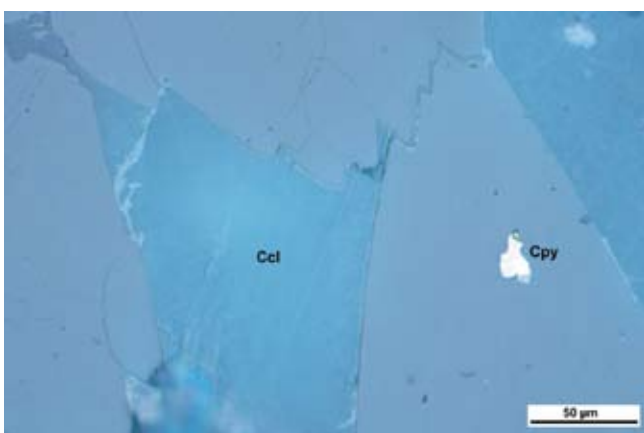


Fig. 10. Zachowane inkluzje chalkopirytu (Cpy) w kwarcu (jasne), chryzokola (Ccl). Światło odbite

Inclusion of chalcopyrite (Cpy) in quartz, chrysocolla (Ccl).
Reflected light

głównie w kwarcu. W strefie sylifikacji obecny jest rutyl. Występuje on w postaci drobnych (do 70 μm) kryształów, tworzących zrosty z kwarcem i turmalinem (fig. 11).

Chryzokola tworzy naskorupienia botroidalne (fig. 7–9, 15) oraz bezpostaciowe masy i żyłki, wypełniające wolne przestrzenie w zwietrzałym porfirze. Prawdopodobnie atacamit tworzy dwie generacje. Atacamit I tworzy naskorupienia na wodorotlenkach Fe (fig. 13) lub minerałach skałotwórczych, natomiast młodsza chryzokola wypełnia pozostałe wolne przestrzenie (pory) (fig. 13). Atacamit II jest młodszy od chryzokoli, tworzy żyłki przecinające jej naskorupienia (fig. 14, 15) lub lokalizuje się pomiędzy naskorupieniami chryzokoli i opalu. Tworzy również żyłki w gniazdowych

skupienia minerałów ilastych (fig. 12). Skład chemiczny wykazuje duże zróżnicowanie podstawowych składników oraz Al, Mg, Fe i Cu (tab. 1).

Strefa supergeniczna siarczków Cu, jest to nieregularna strefa wtórnego wzbogacenia w siarczki. Ma zmienną miąższość od 10 do 150 m i występuje na granicy pomiędzy strefą utlenioną i hipergeniczną (Feasibility Study Report, 2011). Może się zdarzyć, że będzie występować zarówno w głębi strefy hypogenicznej, jak i utlenionej. Okruszczenie tej strefy jest jakościowo i ilościowo zróżnicowane. W strefie przypowierzchniowej będzie miało charakter rudy mieszanej – utleniono-siarczkowej. Wraz z głębokością różnie zawartość siarczków.

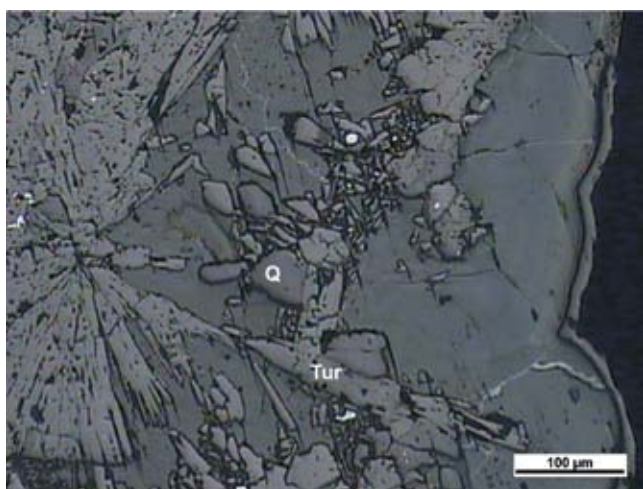


Fig. 11. Kryształy turmalinu (Tur) i kwarcu (Q) w masie wtórnych, kolomorficznym minerałów Cu (ciemnoszare), punkty białe-rutyl, światło odbite

Tourmaline (Tur) and quartz crystals (Q) in the matrix of secondary copper minerals. Reflected light

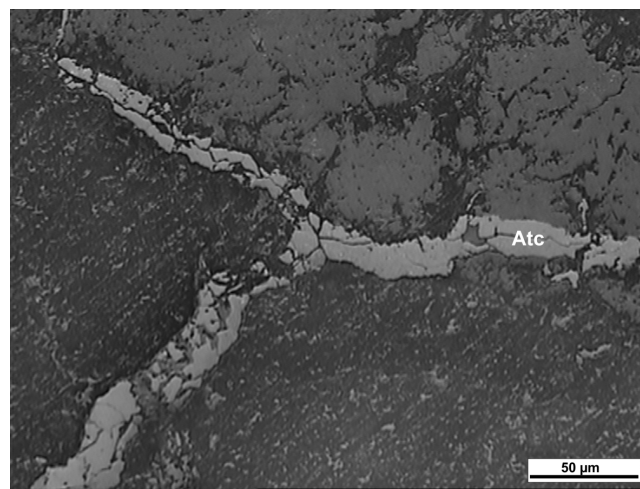


Fig. 12. Żyłki atacamitu II (Atc) w minerałach ilastych (ciemnoszare) i opalu (szary). Światło odbite

Atacamite (Atc) veinlets in clay minerals and opal. Reflected light

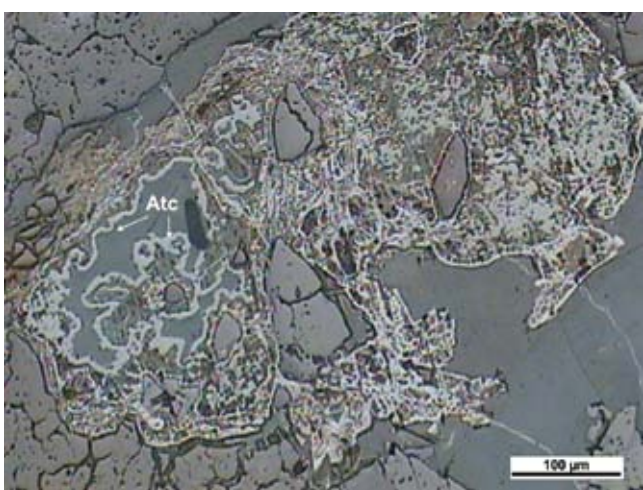


Fig. 13. Struktury zastępowania siarczków Cu przez wodorotlenki Fe oraz chryzokolę i atacamit (Atc). Światło odbite

Replacement structures of copper sulphides by iron hydroxides, atacamite (Atc) and chrysocolla. Reflected light

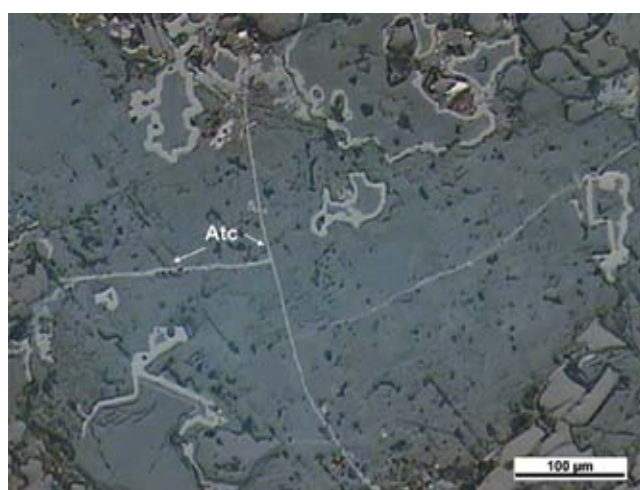


Fig. 14. Masywne skupienia chryzokoli (szare), poprzecinane żyłkami atacamitu II (Atc). Światło odbite

Chrysocolla cut by atacamite (Atc) veinlets. Reflected light

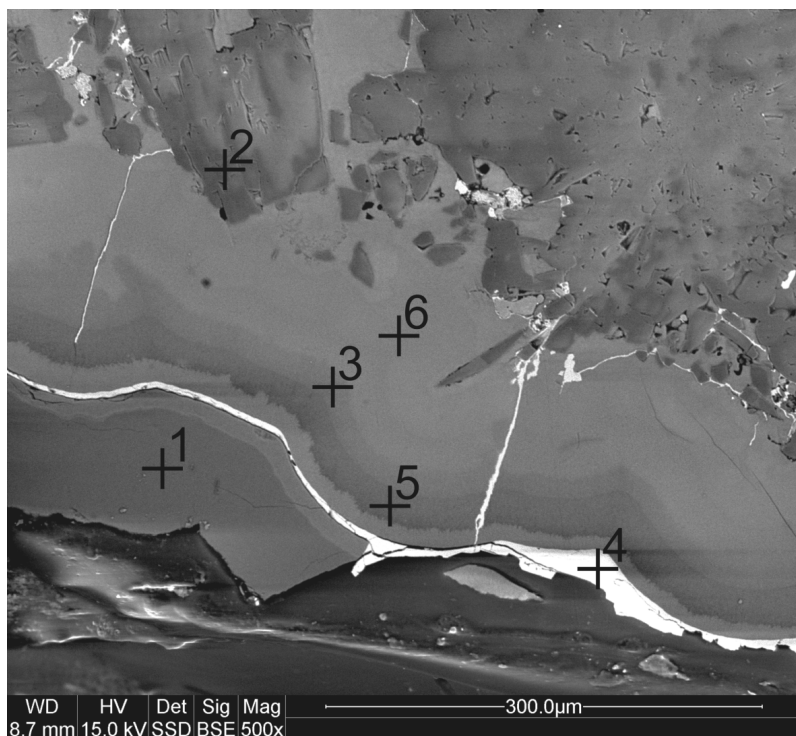


Fig. 15. Obraz BSE strefy wtórnych minerałów Cu, biały – atacamit, zonalną budowa charakteryzuje się chryzokola; 1–6 – punkty analiz chemicznych EDS – AP 415A

BSE image of secondary copper minerals, white – atacamite and zonal chrysocolla, 1–6 – EDS analytical points – AP 415A

Tabela 1

Skład chemiczny minerałów ze strefy utleniania, analiza EDS

Chemical composition of minerals from the oxidation zone, EDS analysis

	O	Al	Si	Fe	Cu	Na	Mg	Ca	uwagi
AP-415A p1	48,2	1,94	45,92	0,43	3,52				opal
AP 415A p2	46,57	16,64	21,61	7,97	1,35	1,59	3,60	0,68	Fe-turmalin
AP 415A p3	37,50	2,80	31,79	0,87	24,76		1,00	S = 0,82	chryzokola
AP 415A p 4	24,48	2,28	7,74		51,47		1,38	Cl = 12,65	atacamit
AP 415A p5	32,28	2,88	24,93	1,40	32,52	1,64	1,72		chryzokola
AP 415A p6	33,02	2,97	22,67	1,63	33,24	1,08	1,51	1,09	chryzokola

W strefie supergeniczej obserwuje się duże zróżnicowanie, głównymi minerałami są chalkozyn, piryt i kowelin, Strefa hypogeniczna zaś ma skład typowy dla złóż porfirowych, nie zawiera siarkosoli miedzi, natomiast ma niewielkie ilości bornitu. Dominującym minerałem jest tutaj chalkopiryt. Mineralizacja złoża Sierra Gorda jest więc typowa dla rejonu i typowa dla złóż andyjskich.

Analizy chemiczne w mikroobszarze EDS potwierdziły dotychczas uzyskane informacje, tzn. obecność atacamitu, brochantytu, nissonitu, kuprytu, hematytu, goethytu, gipsu oraz tlenków tytanu. Dostarczyły też informacji o nowych fazach mineralnych, m.in. o występowaniu minerałów zawierających pierwiastki ziem rzadkich (cez, lantan, neodym w monacycie cerowym i ksenotymie), tor (w monacycie cerowym i innych fazach mineralnych) oraz minerałów miedzi strefy utlenionej (antleryt oraz libethenit). Pozwoliły na jednoznaczne określenie składu skupień mineralnych, które nie

zostały określone w czasie wcześniejszych analiz. W strefie tej odnotowano obecność żyłek z atacamitem oraz piroluzitem i innymi związkami manganu. Oznaczono dodatkowo minerały nieopisane w raporcie (Sierra Gorda Petrography and Mineralogy, Report 1, 2012). W wyniku badań rentgenograficznych XRD zidentyfikowano obecność takich minerałów jak: aubertyt, linaryt, woodwardyt, nissonit, brushyt, paratacamit oraz digenit.

Hypogeniczna mineralizacja siarczkowa tworzy główną masę mineralizacji kruszcowej zlokalizowanej poniżej strefy supergenicznego wzbogacenia. Hypogenicznym siarczkiem miedzi jest głównie chalkopiryt (fig. 16–19), akcesorycznie występuje też bornit. Skąły okruszcowane chalkopirytem zlokalizowano poniżej strefy ługowania, aż do aktualnej granicy wierceń (poniżej 1000 m p.p.t.). Zróżnicowanie ilościowe chalkopirytu w strefie miedziowej jest możliwe do zaobserwowania na fragmencie przeciętego rdzenia (fig. 16). Podob-

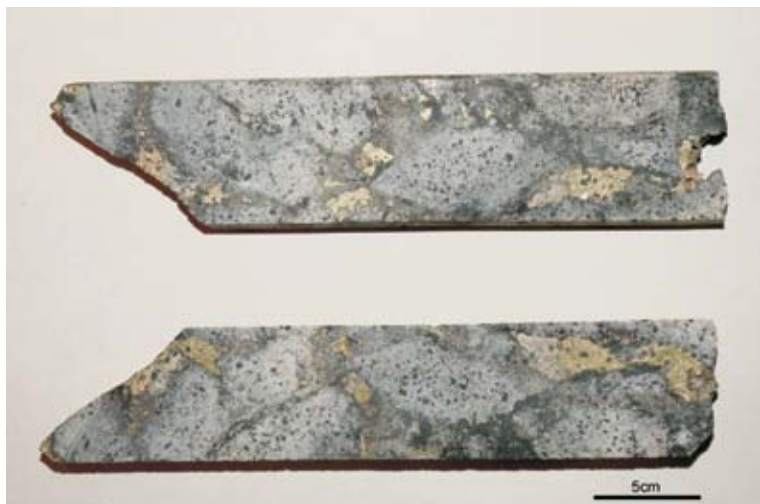


Fig. 16. Fragmenty rdzenia ze strefy hypogenicznej z bogatym okruszczeniem chalkopirytowym

Chalcopyrite-rich core from the hypogene zone



Fig. 17. Fragment rdzenia ze strefy hypogenicznej z bogatym okruszczeniem chalkopirytowym

Chalcopyrite-rich core from the hypogene zone



Fig. 18. Fragment rdzenia ze strefy hypogenicznej z bogatym okruszczeniem chalkopirytowym

Chalcopyrite in the core from the hypogene zone



Fig. 19. Fragment rdzenia ze strefy hypogenicznej ubogim okruszczeniem chalkopirytowym

Low-grade ore with chalcopyrite



Fig. 20. Fragment rdzenia ze strefy hypogenicznej z bogatym okruszczeniem molibdenitowym, żółty – chalkopiryt

Molybdenite-rich zone (grey) with chalcopyrite (yellow), hypogene zone

nie prezentuje się okruszczenie molibdenitem (fig. 19, 20). Molibdenit występuje głównie w różnych ciałach w złożach Catalina i Salvadora. Spotykane są fragmenty rdzeni o zawartości molibdenitu do kilku procent (fig. 20)

Badania mikroskopowe próbek pochodzących ze strefy miedziowej pozwoliły na identyfikację następującego zespołu siarczkowego – piryt (fig. 21–29), pirotyn, chalkopiryt (fig. 26–28, 30–33, 35, 37, 38–40, 42), kowelin (fig. 21, 22, 25, 26, 29–36), digenit, bornit, sfaleryt (fig. 32–34, 36), galena (fig. 32, 33), molibdenit (fig. 23, 25–28, 37, 40–44) i arsenopiryt (fig. 28, 30). Z badań jednoznacznie wynika, że podstawowym siarczkiem miedzi jest chalkopiryt. Drugim pod względem ilości siarczkiem miedzi jest kowelin, zaś trzecim – bornit.

Okruszczenie nastąpiło po zmianach hydrotermalnych skał, które przebiegały w zróżnicowanych warunkach litologicznych i tektonicznych. Na podstawie obrazów mikroskopowych można określić sukcesję mineralną w złożu. Główny etap okruszczenia siarczkami należy powiązać z końcowym procesem krystalizacji czarnego turmalinu.

Sulfidyzacja rozpoczęła się wraz z pojawieniem się nowych roztworów hydrotermalnych, tuż po epizodzie hydrotermalnej turmalinizacji (fig. 17–20). W głównym etapie krystalizują najpierw piryt i arsenopiryt I, następnie chalkopiryt, bornit, a w żyłach polimineralnych z kwarcem chalkopiryt, sfaleryt, galena i kowelin. Lokalnie można zaobserwować brekcje utworzone z wykrystalizowanych wcześniej siarczków, jak chalkopiryt, sfaleryt i galena, które są cementowane przez kowelin wraz z częściowym ich zastępowaniem (fig. 32–36). Należy jednak zaznaczyć, że sfaleryt i galena są akcesorycznymi minerałami. Z drugim etapem powstawania okruszczenia należy powiązać obecność drugiej generacji arsenopiryty (fig. 30, 31, 38).

Molibdenit jest obecny w obydwu ciałach złożowych – Catalina i Salvadora. Występuje w postaci idiomorficznych kryształów, skupień (fig. 41, 44) oraz inkluzji i agregatów w siarczkach Fe i Cu (fig. 37, 40). Molibdenity pojawiają się również w postaci inkluzji w minerałach krzemianowych (fig. 23, 29). Analizowane molibdenity wykazują niewielkie zawartości Re, na granicy oznaczalności metody (tab 2).

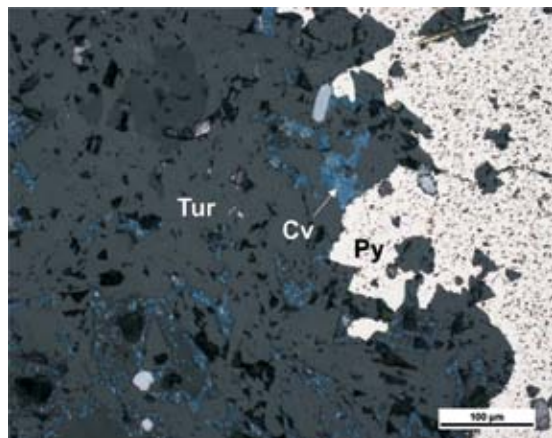


Fig. 21. Strefa turmalinowa (Tur) z pirytem (Py) i kowelinem (Cv). Światło odbite

Tourmaline zone (Tur) with pyrite (Py) and covellite (Cv). Reflected light

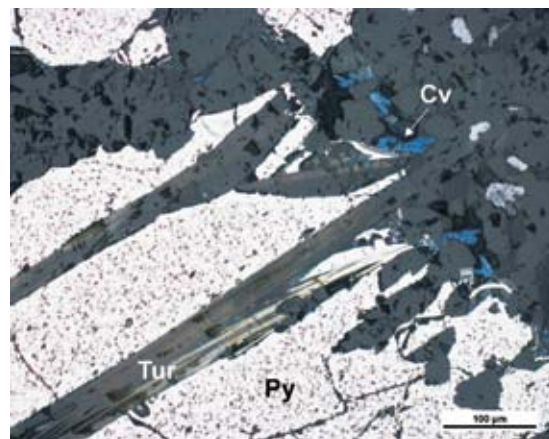


Fig. 22. Strefa turmalinowa (Tur) z pirytem (Py) i kowelinem (Cv). Światło odbite

Tourmaline zone (Tur) with pyrite (Py) and covellite (Cv). Reflected light

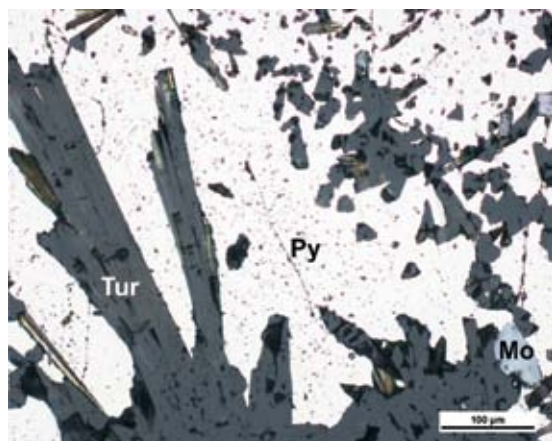


Fig. 23. Strefa turmalinowa (Tur) z pirytem (Py) i molibdenitem (Mo). Światło odbite

Tourmaline zone (Tur) with pyrite (Py) and molybdenite (Mo). Reflected light

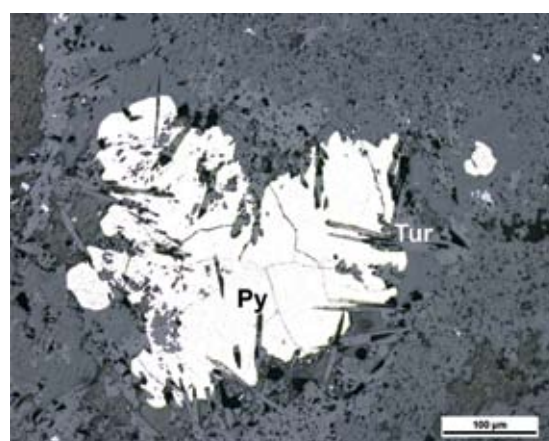


Fig. 24. Strefa turmalinowa (Tur) z gniazdami pirytu (Py). Światło odbite

Tourmaline zone (Tur) with pyrite nests (Py). Reflected light

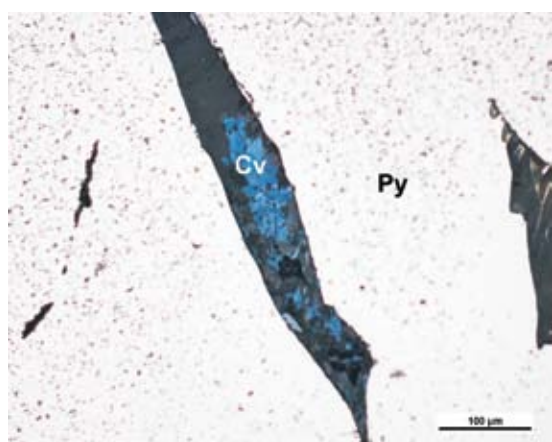


Fig. 25. Skupienie kowelinu (Cv) w masywnym piryty (Py). Światło odbite

Covellite (Cv) in pyrite (Py). Reflected light

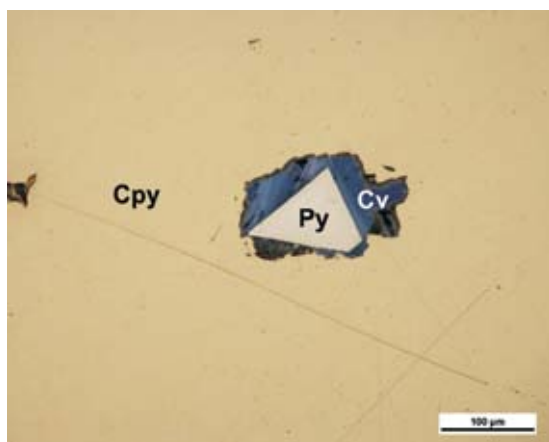


Fig. 26. Idiomorficzny piryt (Py) z kowelinem (Cv) w chalkopirycie (Cpy). Światło odbite

Idiomorphic pyrite (Py) with covellite (Cv) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

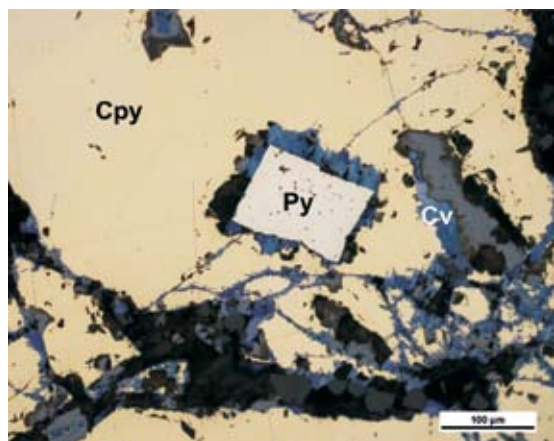


Fig. 27. Idiomorficzny piryt (Py) z kowelinem (Cv) w chalkopirycie (Cpy). Światło odbite

Idiomorphic pyrite (Py) with covellite (Cv) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

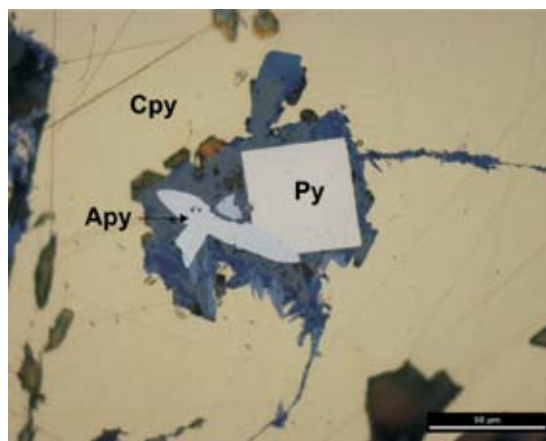


Fig. 28. Idiomorficzne kryształy pirytu (Py) i arsenopirytu (Apy) z kowelinem w chalkopirycie (Cpy)

Idiomorphic pyrite (Py) and arsenopyrite (Apy) crystals in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

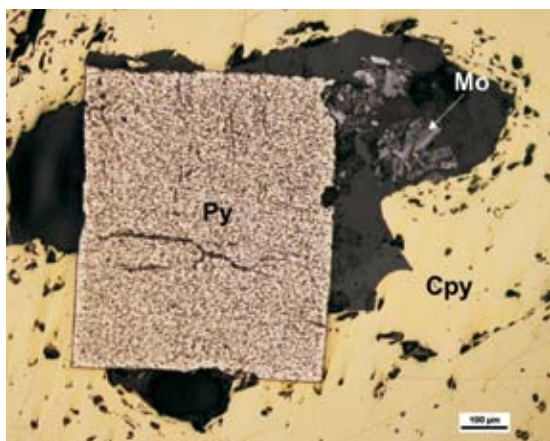


Fig. 29. Idiomorficzny piryt (Py) z molibdenitem (Mo) w chalkopirycie (Cpy). Światło odbite

Idiomorphic pyrite (Py) with molybdenite (Mo) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

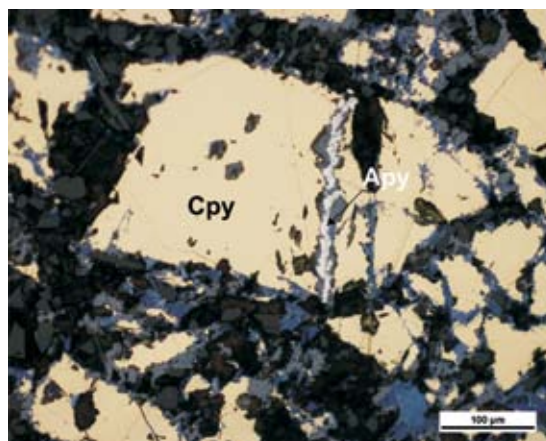


Fig. 30. Wtórny arsenopiryt (Apy) w chalkopirycie (Cpy). Światło odbite

Secondary arsenopyrite (Apy) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

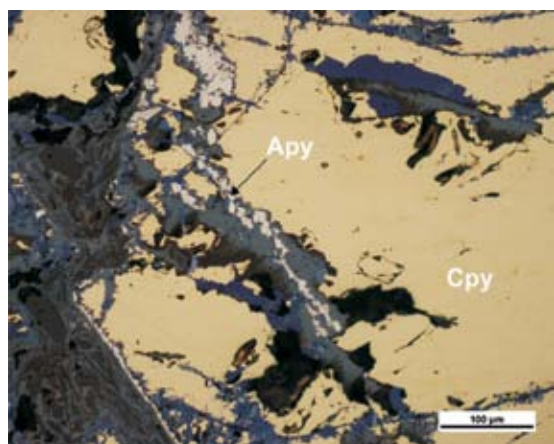


Fig. 31. Wtórny arsenopiryt (Apy) w chalkopirycie (Cpy), niebieski-kowelin. Światło odbite

Secondary arsenopyrite (Apy) in chalcopyrite (Cpy), blue-covellite. Reflected light

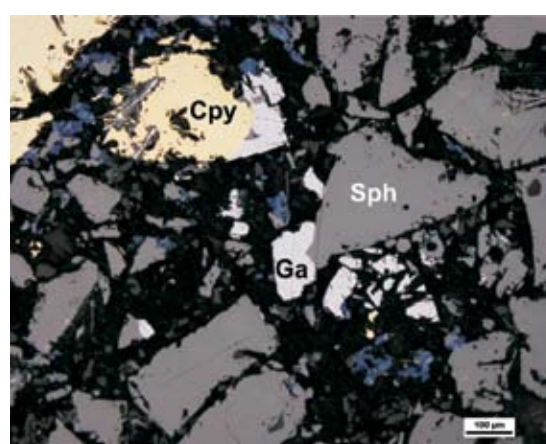


Fig. 32. Brekcja sfalerytowa (Sph) z chalkopirytom (Cpy) i galeną (Ga), niebieski-kowelin. Światło odbite

Breccia with sphalerite (Sph), chalcopyrite (Cpy), galena (Ga) and covellite. Reflected light

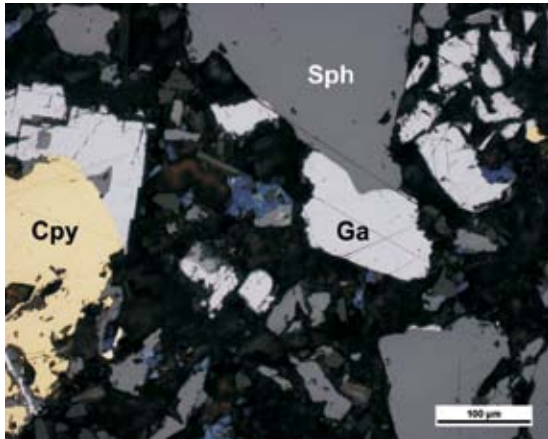


Fig. 33. Brekcja sfalerytowa (Sph) z chalkopirytem (Cpy) i galeną (Ga), niebieski- kowelin. Światło odbite

Breccia with sphalerite (Sph), chalcopyrite (Cpy), galena (Ga) and covellite. Reflected light

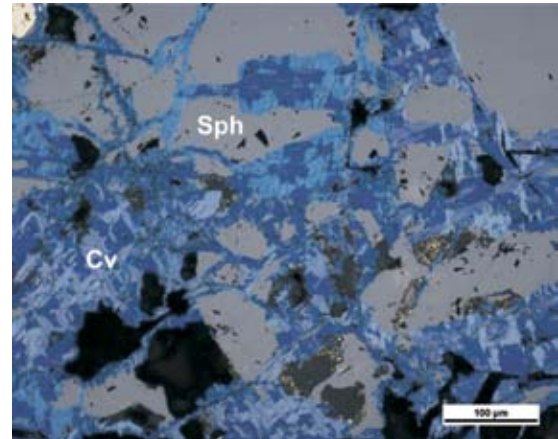


Fig. 34. Struktury zastępowania chalkopirytu i sfalerytu (Sph) przez kowelin (Cv). Światło odbite

Replacement structures of chalcopyrite and sphalerite (Sph) by covellite (Cv). Reflected light

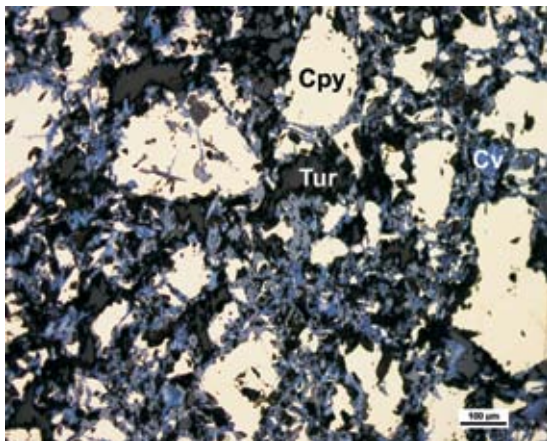


Fig. 35. Strefa turmalinowa (Tur) z chalkopirytem (Cpy) i kowelinem (Cv). Światło odbite

Tourmaline zone (Tur) with chalcopyrite (Cpy) and covellite (Cv). Reflected light

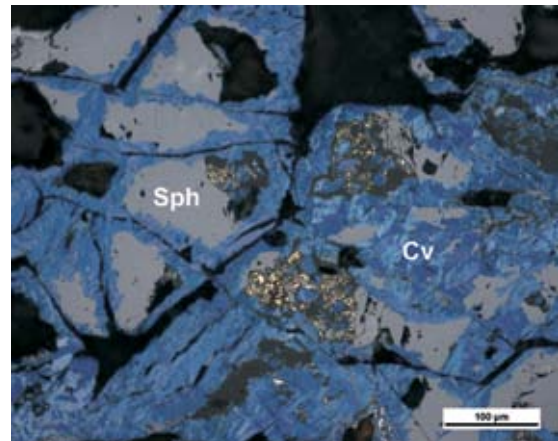


Fig. 36. Struktury zastępowania chalkopirytu i sfalerytu (Sph) przez kowelin (Cv). Światło odbite

Replacement structures of chalcopyrite and sphalerite (Sph) by covellite (Cv). Reflected light

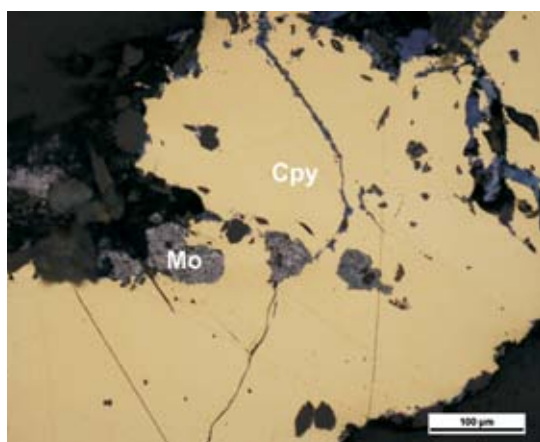


Fig. 37. Agregaty molibdenitu (Mo) w chalkopiryty (Cpy). Światło odbite

Molybdenite (Mo) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

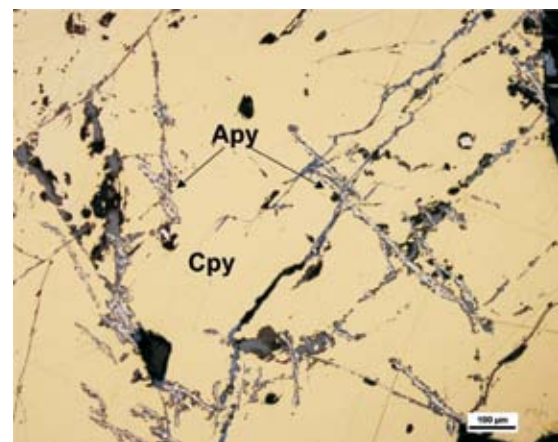


Fig. 38. Żyłki arsenopiryty (Apy) w chalkopiryty (Cpy). Światło odbite

Arsenopyrite (Apy) veinlets in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

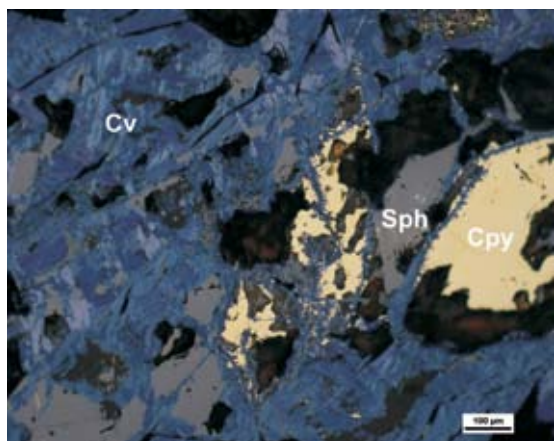


Fig. 39. Struktury zastępowania chalkopiryty (Cpy) i sfalerytu (Sph) przez kowelin (Cv). Światło odbite

Replacement structures of chalcopyrite (Cpy) and sphalerite (Sph) by covellite (Cv). Reflected light

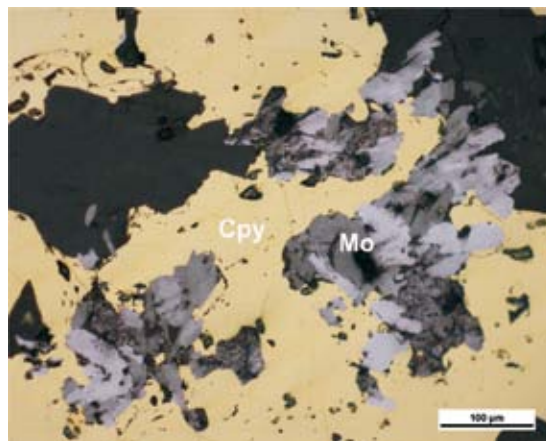


Fig. 40. Agregaty molibdenitu (Mo) w chalkopiryocie (Cpy). Światło odbite

Molybdenite (Mo) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

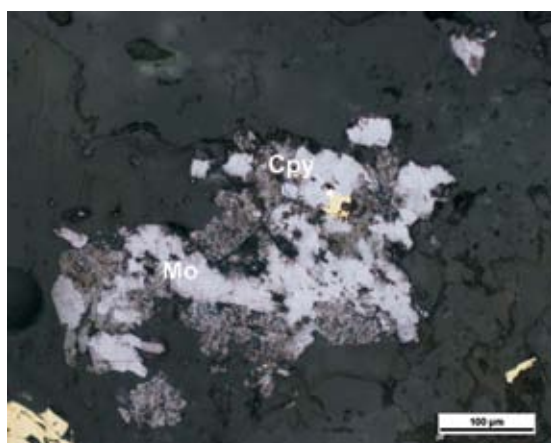


Fig. 41. Agregat molibdenitu (Mo) z wrostkiem chalkopiryty (Cpy). Światło odbite

Molybdenite crystals (Mo) with chalcopyrite (Cpy) intergrowth. Reflected light

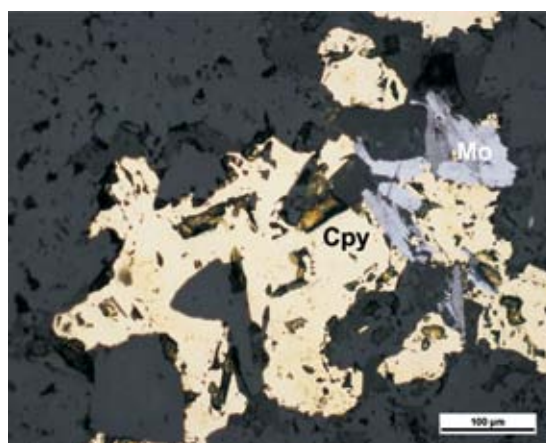


Fig. 42. Agregaty molibdenitu (Mo) w chalkopiryocie (Cpy). Światło odbite

Molybdenite (Mo) in chalcopyrite (Cpy). Reflected light

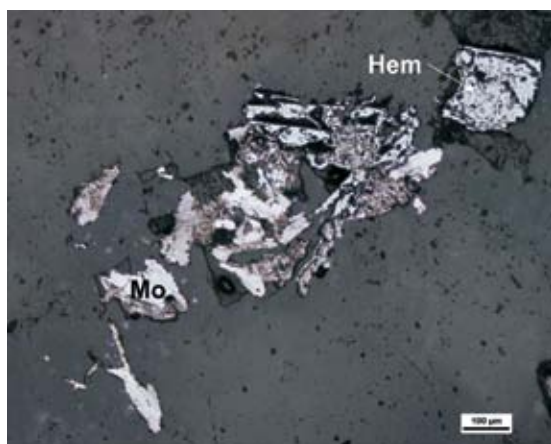


Fig. 43. Agregaty molibdenitu (Mo) w zrostach z hematytem (Hem). Światło odbite

Molybdenite (Mo) with hematite (Hem). Reflected light

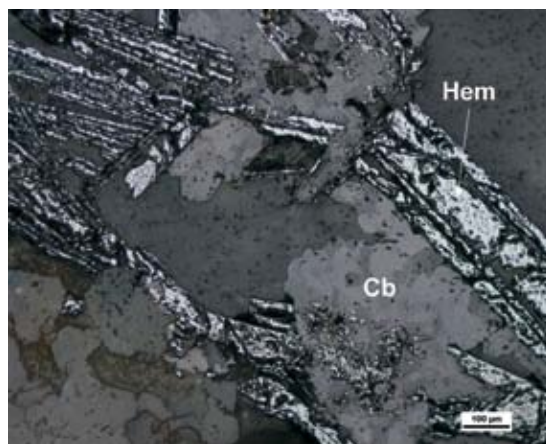


Fig. 44. Listwkowe kryształy hematytu w (Hem) gnieździe węglanowym (Cb), białoszary- molibdenit. Światło odbite

Hematite crystals (Hem) in carbonate nest (Cb) light grey molybdenite. Reflected light

Tabela 2

Skład chemiczny molibdenitów, analiza WDS
Chemical composition (WDS) of molybdenites from the Sierra Gorda deposit

Nr	S [%]	Mo [%]	Cu [%]	Fe [%]	Re [%]	Total [%]
1	40,746	60,286	0,012	< 0,01	0,036	101,085
2	40,531	59,734	<0,010	0,06	0,025	100,350
3	40,482	60,512	0,013	0,025	0,018	101,050
4	40,029	59,409	0,019	0,115	0,115	99,687
5	40,128	59,155	<0,010	0,04	0,056	99,379
6	40,64	59,807	<0,010	<0,01	0,015	100,462
7	40,647	60,204	<0,010	0,083	0,009	100,943
8	40,051	59,600	0,009	0,388	0,036	100,084
9	40,244	59,540	<0,010	0,047	<0,005	99,831
10	40,338	59,928	0,008	0,053	<0,005	100,327
11	40,218	59,195	<0,010	0,256	<0,005	99,669
12	40,57	59,158	0,050	0,137	<0,005	99,870
13	40,187	59,420	<0,010	0,200	0,061	99,868
14	40,886	60,349	0,008	0,007	0,033	101,283
15	40,829	60,440	0,001	0,002	0,064	101,336
16	40,571	60,467	0,016	<0,01	0,027	101,081
17	40,549	60,602	<0,010	0,012	0,001	101,164
18	40,251	59,338	<0,010	0,176	<0,005	99,765
19	40,456	59,983	0,021	0,043	<0,005	100,503
20	40,638	60,645	0,013	0,020	<0,005	101,316
21	40,879	59,595	<0,010	0,035	0,018	100,527
22	40,683	60,479	<0,010	0,053	0,095	101,310
23	39,86	59,504	0,050	0,235	0,042	99,646
24	40,292	59,342	0,006	0,115	0,005	99,760
25	40,659	59,369	<0,100	0,076	0,066	100,170
26	40,473	59,961	0,022	0,056	0,064	100,576
27	40,516	60,388	0,022	0,094	0,050	101,070
28	40,773	60,221	<0,010	0,052	0,136	101,182
29	40,719	60,09	0,021	0,079	0,051	100,96
30	40,02	59,722	<0,010	0,077	<0,005	99,819
31	40,615	60,558	0,01	0,033	<0,005	101,216
32	39,051	58,571	0,025	0,246	<0,005	97,893
33	40,567	60,234	<0,010	0,044	0,004	100,849
34	40,095	59,832	0,011	0,025	0,056	100,019
Min. [%]	39,051	58,571	BDL*	BDL*	BDL*	97,893
Max. [%]	40,886	60,645	0,025	0,388	0,136	101,336
Średnia [%]	40,417	59,872	0,007	0,085	0,032	100,413
Odch. std. [%]	0,363	0,523	0,008	0,089	0,036	0,762

* – poniżej poziomu detekcji

* – below detection limit < 0.050 p.p.m.

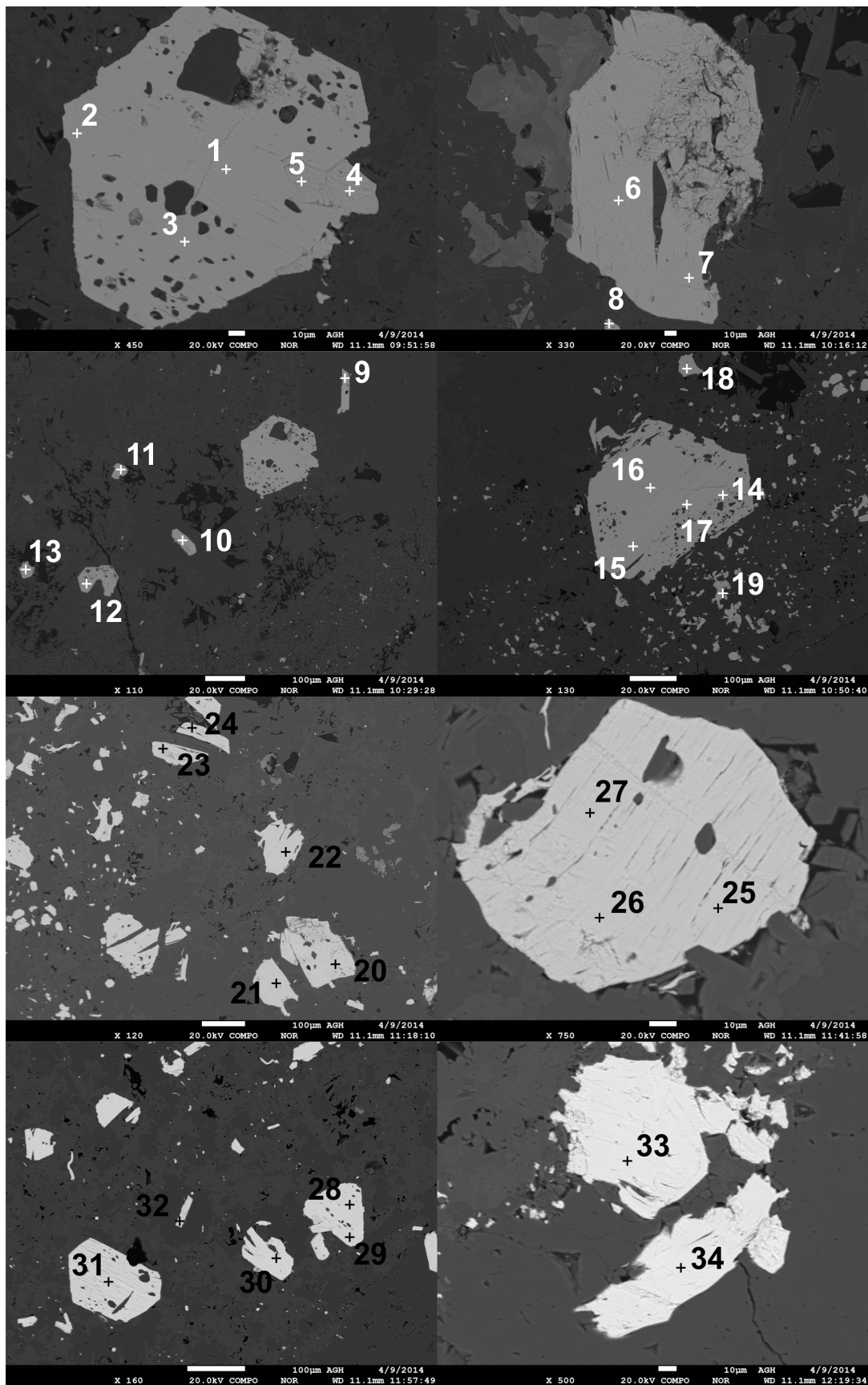


Fig. 45. Lokalizacja punktów pomiarowych WDS w molibdenitach

Location of measurement points in molybdenites (WDS analysis)

MODEL GEOLOGICZNY ZŁOŻA

Zwykle modele blokowe obrazują dokładnie położenie ciał złożowych o parametrach bilansowych. Na AGH podjęto próbę wykonania modelu złoża Sierra Gorda na podstawie danych uzyskanych przez studenta Wydziału GGiOŚ, podczas praktyk dyplomowych w ramach projektu Go Global Internship. Próba wykonania takiego blok modelu zawiodła. Dane, które otrzymał student zawierały w naszej opinii błędy, których nie byliśmy w stanie zweryfikować (fig. 46 i 47). Dotyczyły one lokalizacji prób w otworach, w wyniku czego budowa modelu blokowego i oszacowanie zasobów nie są możliwe do wykonania w prawidłowy sposób. Zgromadzo-

ne dane opisują zawartości Cu, Mo, typu skał i rodzaju alteracji. Zweryfikowanie tych danych i ponowne wykonanie modelu jest możliwe i w porównaniu z modelem wykonanym na potrzeby Feasibility raport może pomóc w rozwiązaniu niektórych problemów związanych z rozmieszczeniem bilansowego okruszczenia. Siatka otworów na figurach 46 i 47 jednoznacznie wskazuje na zmienność okruszczenia miedzią i molibdenem. W obrębie złoża bilansowego istnieją fragmenty z okruszczeniem pozabilansowym miedzią (por. fig. 47), które ze względu na masową eksploatację rudy nie mogą być opuszczone.

ZASOBY

W raporcie Feasibility (2011) jest podana suma zasobów *prooven and probale*, która wynosi 11 056 000 000 lbs Cu i 678 000 000 lbs Mo, co odpowiada wartości 4 975 200 t Cu i 305 100 t Mo. Większość tych zasobów jest zlokalizowana w rudach siarczkowych (Feasibility Study Report, 2011). Zasoby *inferred* zostały wykluczone z kalkulacji w projekcie Feasibility, aczkolwiek średnia zawartość miedzi niewiele odbiega od zawartości w rudzie bilansowej. Takie postępowanie zespołu przygotowującego raport Feasibility należy uznać za poprawne, gdyż w kategorii *inferred* nie jest udokumentowana ciągłość złoża. Z bazy danych pozyskanych przez studentów biorących udział w programie Go Global Internship, zostały obliczone podstawowe

Tabela 3

Podstawowe parametry złoża
Basic parameters of the deposit

	Cu [%]	Mo [%]
Średnia arytmetyczna	0,27	0,04
Średnia ważona (uwzględniająca długość próbek)	0,42	0,07
Wartość maksymalna	18,8	3,55
Odchylenie standardowe	0,52	0,11
Liczba próbek	76 812	58 458

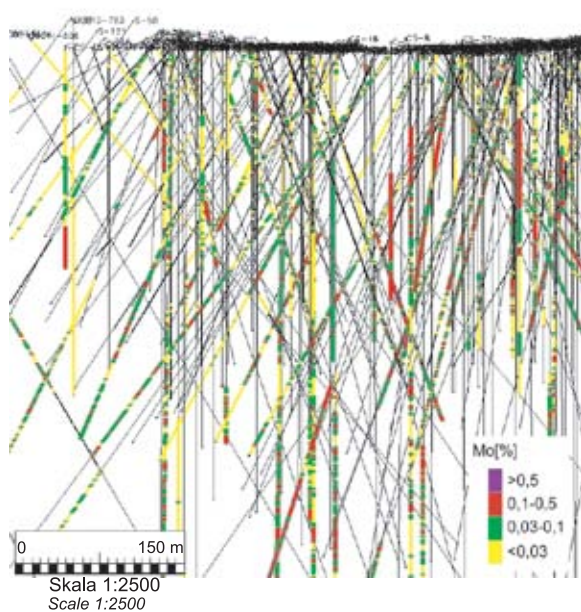


Fig. 46. Rozmieszczenia zawartości molibdenu na tle otworów wiertniczych, fragment złoża Sierra Gorda

Molybdenum distribution in a selected part of the Sierra Gorda deposit

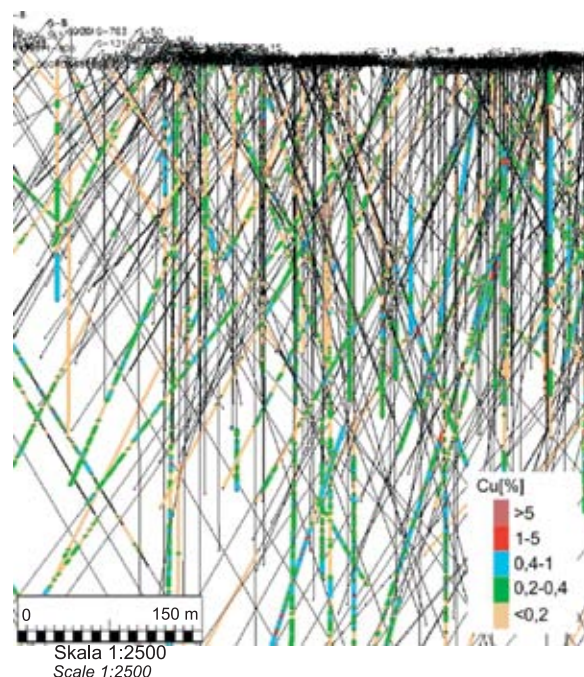


Fig. 47. Rozmieszczenia zawartości miedzi na tle otworów wiertniczych, fragment złoża Sierra Gorda

Copper distribution in a selected part of the Sierra Gorda deposit

parametry dotyczące zawartości Cu i Mo (tab. 3). Odchylenie standardowe dla Cu jest wyższe od średniej ważonej. Oznacza to dużą zmienność zawartości tego metalu w złożu bilansowym, co jest zobrazowane przez współ-

czynnik zmienności $V = 123\%$. Jeszcze wyższe zróżnicowanie zostało obliczone dla molibdenu, $V = 157\%$. Duże wartości współczynnika zmienności mają odzwierciedlenie na figurach 46 i 47.

WNIOSKI I Dyskusja Wyników

Złoże Sierra Gorda jest typowym złożem porfirowym Cu-Mo. Aczkolwiek średnie zawartości miedzi są niższe niż w innych złożach tego typu. Przyjęte kryteria bilansowości są poprawne. Należy pamiętać tylko, że modele blokowe są tylko modelami wykonanymi na podstawie opróbowania. Skomplikowana geologia obszaru Sierra Gorda miała niewątpliwie wpływ na zmienność okruszczowania. W raportach Feasibility zawarte są informacje na temat różnej miąższości poszczególnych stref zmineralizowanych w złożu. Jest to bardzo obszerny raport i powinien zostać ponownie przestudiowany. Jest możliwe wykonanie nowego modelu blokowego, np. innym programem komputerowym. Przypuszczalnie w górnej części strefy siarczkowej są obecne różne zawartości minerałów tlenkowych Cu, co może powodować mniejszy uzysk tego metalu w koncentracji siarczkowej. Te problemy są prawdopodobnie kontrolowane w zakładzie zgodnie z instrukcją. Dla usunięcia tych wątpliwości powinien zostać skontrolowany odpad pod względem składu chemicznego i mineralogicznego. Otrzymywane uzyski, które są niższe niż np. w złożu lubińskim, mogą potwierdzać taką hipotezę. W pracach dyplomowych wykonanych w AGH, zidentyfikowano kilka nowych minerałów tlenowych, które nie były wcześniej opisane w istniejących raportach.

W obserwowanych próbkach ze strefy utlenionej mineralizacja siarczkowa jest uboga. Dominują wtórne minerały miedzi, zarówno ilościowo, jak i jakościowo. Najczęściej występującym minerałem jest atacamit ($\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$),

ponadto zidentyfikowano malachit, brochantyt i sampleit ($\text{NaCaCu}_5(\text{PO}_4)_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), paratacamit $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$, brushyt $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, antleryt ($\text{Cu}_{3,209}\text{Ca}_{0,049}\text{Fe}_{0,027}$) $_{3,285}(\text{S}_{1,226}\text{O}_{4,000})(\text{OH})_{4,000}$ iaubertyt $\text{CuAl}(\text{SO}_4)_2\text{Cl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Głównymi minerałami siarczkowymi występującymi w tej strefie są chalkopiryt, piryt i pirotyn. Skupienia tych minerałów mają niewielkie rozmiary i najczęściej okrągły kształt, występują w śladowych ilościach. Minerałami występującymi w każdej próbce są hematyt, wodorotlenki żelaza oraz tlenki tytanu, rzadziej występują magnetyt, tytanit, delafossyt i ankeryt. Analiza mineralogiczna próbek potwierdza wykształcenie typowe dla strefy wietrzeniowej złóż porfirowych Cu-Mo, tzn. obecność rozległych stref ze związkami żelaza, spękań pokrytych hematytem i limonitem, występowanie anomalnych zawartości rutylu.

W strefach cementacji supergenicznnej i hypogenicznnej okruszczowanie ma podobny charakter, aczkolwiek siarczki w strefie supergenicznnej są młodsze niż w strefie hypogenicznnej. Duża zmienność lokalna zarówno miąższości poszczególnych stref, jak również zawartości miedzi, jest charakterystyczna dla złóż porfirowych. Należy pamiętać, że zawartość średnia Cu w złożu jest stosunkowo niska (w strefie przejściowej wynosi ona 0,355%, tab. 1,4 Feasibility Study Report, 2011). Zmienna miąższość strefy przejściowej była sygnalizowana w raporcie Feasibility.

Badania sfinansowano w ramach projektu AGH: 11.11.140.320

LITERATURA

- CAMERON E., LEYBOURNE M., PALACIOS C., 2007 — Atacamite in the oxide zone of copper deposits in northern Chile: involvement of deep formation water. *Miner. Deposita*, **42**: 205–218.
- CAMERON E., LEYBOURNE M., PALACIOS C., REICH M., 2008 — Geochemical Exploration and Metallogenic Studies, Northern Chile. *Geosc. Canada*, **35**: 97–108.
- CAMUS F., DILLES J., 2001 — A Special Issue Devoted to Porphyry Copper Deposits of Northern Chile. *Econ. Geol.*, **96**: 233–237.
- COX D., SINGER D., 1963 — Mineral Deposit Models. U.S. Geological Survey Bulletin, USA.
- Feasibility Study Report, 2011 — Sierra Gorda 110k/190k, Fluor Canada Ltd.: 468.
- LOWELL J.D., GUILBERT J.M., 1970 — Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Econ. Geol.*, **65**: 373–408.
- PADILLA GARZA R.A., TITLEY S.R., PIMENTAL F.B., 2001 — Geology of the Escondida porphyry Cu deposit, Antofagasta region, Chile. *Econ. Geol.*, **96**: 307–24.
- PIESTRZYŃSKI A., SCHMIDT S.Th., FRANCO H., 1994 — Pd-minerals in the Santo Tomas II porphyry copper deposit, Tuba, Benguet, Philippines. *Mineral. Polon.*, **25**, **2**: 21–31.
- SILLITOE, R.H., 2010 — Porphyry copper systems. *Econ. Geol.*, **105**: 3–41.

SUMMARY

Microscope observations, chemical microarrays, and x-ray analysis were performed to study the Sierra Gorda porphyry deposit. Samples were collected from various areas of the deposit. The research was the basis for developing a model of ore mineralization of all characteristic zones. The microscopic observations and quantitative research reveal high variability of all parameters. Malachite, brochantite, chrysocolla, sampleite, paratacamite, bristle, antlerite, auberite, montmorillonite and kaolinite have been identified as the most common minerals in the oxidized zone. The minor minerals in the sulphide zone

are chalcopyrite, covellite, molybdenite and pyrite. In addition, bornite, arsenopyrite, pyrrhotite, sphalerite and galena were observed. The research has confirmed a high variability of ore parameters in all classical zones of the porphyry deposit. The presence of at least two stages of sulphide mineralization has been documented, which is likely to be reflected in the stages of the development of extrusive and volcanic rocks. It has been documented that the presence of Cu substitutions in rock-forming minerals, as well as Cu and Mo sulphides, can have an effect on the yield of these metals

