

LABORATORIO 6

PORFIDOS CUPRIFEROS Y EPITERMALES

A.- Depósitos tipo Pórfido de Cobre

Los sistemas de tipo pórfido cuprífero representan la principal fuente de cobre y molibdeno conocida, con varios casos notables que superan los 1000 Mt de mineral con leyes de cobre sobre el 0.5%. De acuerdo con las numerosas ocurrencias de mineralización de este tipo en el mundo, parece claro que los sistemas de pórfido cuprífero están relacionados con regiones caracterizadas por la presencia de abundante magmatismo calco-alcalino asociado a márgenes de subducción de tipo andino. Además, se ha observado que existe una estrecha relación entre la mineralización y la presencia de fases plutónicas tardías de textura porfídica, que fueron emplazados en niveles sub-volcánicos de la corteza durante el enfriamiento de cuerpos graníticos mayores. El origen de los metales asociados es aún incierto, aunque se considera que la mayor parte del cobre fue aportado por el manto astenosférico atrapado por encima de la zona de subducción. Los pórfidos cupríferos presentan características metálicas y litológicas muy variadas, y en general, cada caso presenta su propia complejidad. Sin embargo, con el propósito de idealizar su anatomía, Lowell y Guilbert (1970) propusieron un modelo relativamente sencillo caracterizado por una zonación lateral y vertical de la mineralización y de la alteración, el cual está centrado en un intrusivo generalmente de textura porfídica.

De acuerdo con la definición textual de dichos autores, los pórfidos cupríferos son “depósitos de sulfuros de cobre y molibdeno consistentes en mineralización diseminada y en vetillas tipo stockwork, la cual fue emplazada en varios tipos de roca alteradas por soluciones hidrotermales en patrones zonados regularmente concéntricos”. La concepción del modelo de Lowell y Guilbert se basó en un estudio realizado en el depósito de San Manuel-Kalamazoo, en Arizona, el cual fue probado y refinado con información compilada a partir de un importante número de depósitos de cobre y molibdeno reconocidos en Norte y Sur América. Luego, Sillitoe (1973) argumentó que los pórfidos mineralizados son plutones félsicos que se emplazan a 1.5-3 km de profundidad, y cuya influencia varía hacia arriba y hacia abajo. Hacia arriba, la actividad hidrotermal alcanza la columna de rocas volcánicas comagmáticas, localmente formando depósitos epitermales, cuya conexión con los sistemas de pórfido cuprífero está cada vez más sustentada por argumentos geológicos y geoquímicos.

La mineralización y alteración en sistemas porfíricos puede presentarse tanto en intrusivos, como en las rocas de caja. El núcleo del sistema mineralizado presenta la alteración hidrotermal más intensa, la que se denomina potásica debido a que se agrega potasio a las rocas afectadas por esta alteración. En la zona potásica se desarrollan biotita, feldespato potásico y cuarzo a expensas de minerales previamente existentes en las rocas. El predominio de biotita o feldespato potásico depende esencialmente de la disponibilidad de Fe o Mg en las rocas alteradas o en el fluido hidrotermal, de modo que rocas más máficas con alteración de este tipo presentan usualmente dominio de biotita, mientras rocas más félsicas dominio de feldespato potásico. La zona potásica grada hacia fuera a una zona fílica que contiene cuarzo y muscovita, usualmente en una variedad de grano fino denominada sericita que es en realidad una fase intermedia entre illita y muscovita. La zona fílica pasa hacia fuera a una zona argílica donde se desarrollan minerales de arcilla y cuarzo. La alteración hidrotermal más externa corresponde a

la zona propilítica que contiene clorita, epidota y carbonato, la cual gradua hacia fuera a rocas inalteradas o frescas. Todas estas zonas de alteración no necesariamente se presenta en todos los depósitos de tipo pórfido: cualquiera de ellas puede estar ausente, por ejemplo la zona argílica, típicamente la más pequeña, frecuentemente puede estar totalmente ausente.

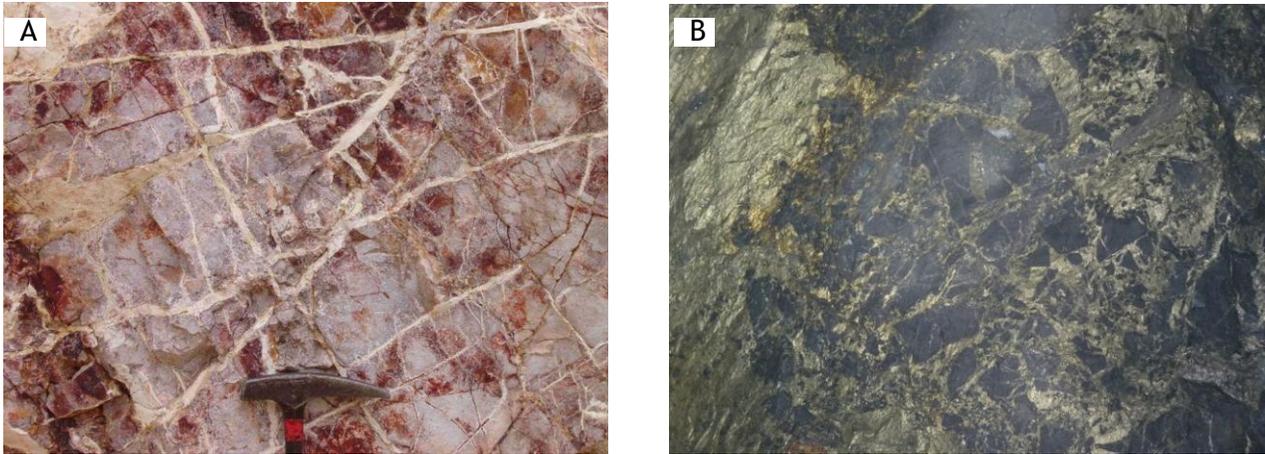


Figura 1. Estilos de mineralización: (A) stockwork; (B) breccias



Figura 2. Distribución de zonas de alteración hidrotermal en un pórfido cuprífero. Núcleo de alteración potásica rodeado de alteración fílica (cuarzo-sericítica), alteración argílica intermedia local en torno a zona fílica, halo externo de alteración propilítica, alteración sódico-cálcica profunda y cubierta de alteración argílica avanzada.

Generalmente la mineralización presenta un núcleo de baja ley que contiene pirita diseminada que gradada hacia fuera en una zona de mena. En la zona de mena se presentan vetillas y diseminación de pirita con calcopirita subordinada (mena de cobre) y molibdenita (mena de molibdeno). Es frecuente el desarrollo de una zona de pirita externa la que pasa hacia fuera a roca no mineralizada. La zona de mena en los pórfidos cupríferos usualmente se presenta dentro del núcleo de alteración potásica y puede extenderse dentro de la zona fílica, frecuentemente en el sector más interno se presenta una mayor proporción de sulfuros ricos en cobre como bornita, gradando hacia fuera a una mayor proporción de calcopirita, para finalmente en el sector más externo solo sulfuros de Fe (pirita). Normalmente no existe un límite físico del cuerpo mineralizado que puede ocurrir tanto en intrusiones, como en rocas de caja, consecuentemente el límite de un yacimiento de este tipo es fijado en términos económicos con una ley de corte.

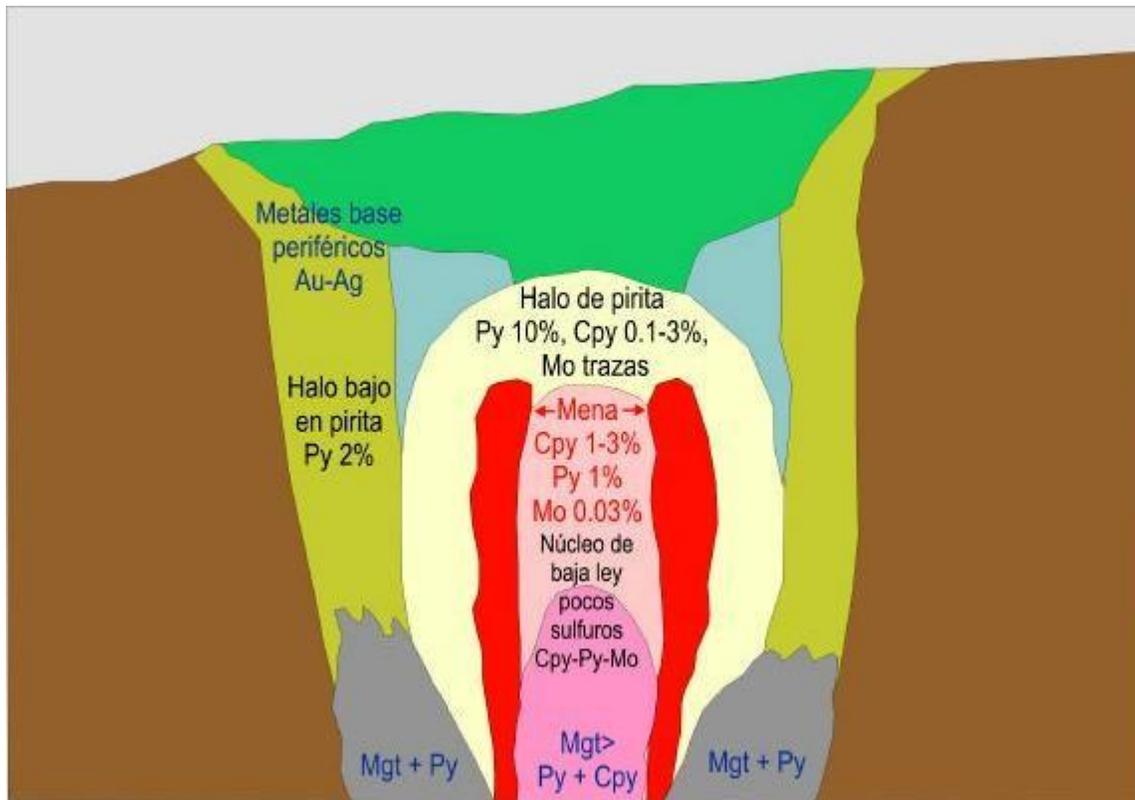


Figura 3. Distribución de minerales de mena en un pórfido cuprífero típico.
 Py = pirita, Cpy = calcopirita, Mo = molibdenita, Mgt = magnetita.

A.- Depósitos tipo Epitermales

Lindgren (1922) definió por primera vez el medio ambiente epitermal caracterizado por ser de poca profundidad, normalmente hospedando depósitos de Au, Ag, y metales base. Los sistemas epitermales también han sido explotados por una amplia gama de metales y minerales, incluyendo Hg, Sb, S, caolinita, alunita y sílice. Los depósitos con texturas y asociaciones minerales característicos del ambiente epitermal tienen minerales e inclusiones fluidas que registran una temperatura máxima de cerca de 300°C, aunque la mayoría de los depósitos se forman en el rango de temperatura de unos 160° a 270°C. La deposición mineral se produce porque fluidos focalizados de rápido ascenso cambian rápidamente su composición al acercarse a la superficie. Ahora sabemos que este cambio se produce por la ebullición, el proceso que más favorece la precipitación de complejos bisulfurados de metales como el oro. La ebullición y el rápido enfriamiento también dan lugar a muchas características relacionadas, como es la deposición de ganga de cuarzo con una textura coliforme, adularia y hojuelas de calcita (“bladed calcite”), y la formación de aguas calentadas por vapor que producen mantos y halos de alteración argílica avanzada.

Los términos baja sulfuración y alta sulfuración se utilizan para reflejar dos estados de sulfuración extremos, deducidos de las asociaciones minerales de sulfuros. Estos términos se utilizan actualmente para referirse al estado de sulfuración del conjunto de sulfuros presentes. Esta característica mineralógica refleja la naturaleza intrínseca del fluido mineral, tanto en su origen y también del grado de interacción fluido-roca, eso es dominada por roca para sistemas de baja sulfuración y dominada por líquido para los sistemas de alta sulfuración. El conjunto de sulfuros de depósitos epitermales de baja sulfuración es típicamente pirita-pirrotita-arsenopirita y esfalerita rica en Fe. Los depósitos de alta sulfuración, por el contrario, se caracterizan por el conjunto enargita-luzonite-covelita más pirita. Por otro lado un estado de sulfuración intermedio esta caracterizado por el conjunto tennantita-tetraedrita-calcopirita y esfalerita pobre en Fe.

El fluido hipógeno ácido que se genera en el ambiente volcánico-hidrotermal lixivia la roca, creando un núcleo de sílice residual, comúnmente sílice oqueroso que recristaliza a cuarzo. Estas zonas silíceas invariablemente forman el núcleo de un halo de alteración argílica avanzada, y el núcleo silíceo puede servir como un acuífero para un fluido mineralizado posterior. El fluido mineralizador, cuando está presente, es distinto en composición del fluido de la etapa temprana responsable de la lixiviación; es menos ácido y menos oxidado, y también es relativamente salino. Los sulfuros depositados durante esta etapa más tardía incluyen enargita y pirita.

El fluido de baja salinidad responsable de la formación de vetas y disseminaciones de mineral de baja sulfuración es similar a las aguas geotermales. Los minerales de baja sulfuración que se forman a partir de estos fluidos reducidos, de pH neutro están en equilibrio con los minerales de alteración de la roca. La salinidad de los fluidos que forman depósitos de sulfuración intermedia es algo mayor que la de los sistemas de baja sulfuración, y el conjunto de sulfuros indica un estado de sulfuración que no ha sido totalmente equilibrada con la roca, en contraste con los depósitos de baja sulfuración.

Los dos tipos de depósitos epitermales, baja sulfuración y alta sulfuración, también se distinguen claramente sobre la base de su mineralogía alteración hipógena. Vetas de cuarzo-adularia-carbonato con halos sericíticos o de arcillas comúnmente albergan la mena de baja sulfuración, en contraste con la roca silícea lixiviada que alberga la mena de alta sulfuración la que se acompaña de halos de cuarzo ± alunita ± pirofilita ± dickita. La mineralogía de alteración silicatada de los depósitos de sulfuración intermedia es similar a la de los depósitos de baja sulfuración, formándose a partir de un fluido mineralizador de pH casi neutro. Las distinciones incluyen una abundancia de rodocrosita y anhidrita en los sulfuración intermedia en comparación con calcedonia y adularia en depósitos de baja sulfuración

