



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización de minerales de
mena en mineralizaciones de
yacimientos magmático-
hidrotermales clave de México.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Dámaris Rut Montiel Álvarez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Antoni Camprubí Cano



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*Y a todo lo creado que está en el cielo,
y sobre la tierra, y debajo de la tierra, y en el mar,
y a todas las cosas que en ellos hay, oí decir:
Al que está sentado en el trono, y al Cordero,
sea la alabanza, la honra, la gloria y el poder,
por los siglos de los siglos.*

Apocalipsis 5:13

AGRADECIMIENTOS

Al Programa de Vinculación con los Egresados de la UNAM y a la Dirección General de Cooperación e Internacionalización por darme la oportunidad de ser becaria del Programa de Titulación para Egresados de la UNAM a través de Estancia Académica en el Extranjero (TEE) en el periodo febrero – junio 2019.

A la Universidad de Granada, por permitir el vínculo con la UNAM y darnos a diversos estudiantes extranjeros la maravillosa oportunidad de conocer sus instalaciones, profesores y alumnos, para así crear relaciones profesionales y personales.

Muy en especial al Dr. José María González Jiménez, extraordinario profesor e investigador de la Universidad de Granada, que aún con sus interminables ocupaciones se dio el tiempo para apoyarme de principio a fin durante mi estancia académica, y gracias por compartirme un granito de tu extenso conocimiento geológico, científico y andaluz.

A mis asesores, por su paciencia y apoyo en mis decisiones:

- Al Dr. Antoni Camprubí Cano, por su disposición y tiempo para participar en este proyecto.
- A la Mtra. Edith Fuentes Guzmán, por tu amable orientación para mejorar este trabajo y por tus detalladas correcciones.
- Al Ing. Alfredo Victoria Morales, por apoyar cada una de mis decisiones durante estos últimos años, gracias por sus consejos, su enseñanza y su humildad, sin duda de las mejores personas que pude conocer en la facultad.
- Al Dr. Dante Morán Zenteno, toda mi admiración y gratitud a usted por su sabiduría y humildad. Gracias por confiar en mis capacidades, incluso más de lo que podía confiar en mí misma. Y gracias infinitas por permitirme apoyarlo en sus labores académicas.
- A la Dra. Vanessa Colás Ginés, por todas tus observaciones tan detalladas y por haber sido el contacto con el Dr. José María. Sin ti probablemente mi estancia académica no hubiera sido posible.

A la Facultad de Ingeniería, que me dio a mis excelentes profesores durante toda la carrera. Al Dr. Enrique González y la Mtra. Isabel Domínguez por todo el apoyo

y orientación en la etapa final de este trabajo. A mis compañeros y amigos, que hicieron valioso cada uno de mis semestres de estudio. A Julieta Mares, Verónica Rodríguez y Miriam Álvarez que han sido mi principal compañía en gran parte de este recorrido, gracias por ser ejemplo de dedicación y constancia, “unidas como siempre”. Y gracias a mis amigos Gabo Serrano, Dani Santiago, Gus Ojeda y Mau Buendía, personas maravillosas y únicas con las que contaré siempre.

A Nathalia, Irene, Fabián, Jesús y Júlia, geólogos maravillosos, llenos de alegría e inteligencia que conocí durante mi estancia en Granada. Gracias por esas pláticas con tantas risas, anécdotas interesantes, cultura internacional y buena comida. Particularmente a Nathalia y Júlia, que al ser mis compañeras de cubículo hicieron mis mañanas y tardes más alegres, gracias además por sus consejos académicos.

A mis padres Héctor Montiel y Hortensia Álvarez por darme la oportunidad, confianza y soporte para estudiar en la UNAM, gracias por apoyarme en mis decisiones, aunque no siempre las mejores, gracias por su amor y oraciones que han sido uno de mis mayores soportes. A mi hermano Carlos, que me motivó una y otra vez, confiando siempre que podía hacer un buen trabajo. En especial a mi hermana Aideliz, gracias por compartirme de tu ya amplia experiencia en el mundo científico, gracias por tus consejos y orientación y mil gracias porque sin ti probablemente nunca hubiera llegado a la UNAM y mucho menos a nuestra Facultad de Ingeniería.

Gracias Dios por todas tus bendiciones, *“tu misericordia cantaré porque has derramado gracia sobre gracia sobre mí”*.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Localización de las zonas de estudio.....	4
1.2 Objetivos.....	5
2. METODOLOGÍA	7
3. GENERALIDADES DE LOS DEPÓSITOS DE TIPO PÓRFIDO	13
3.1 Definición	13
3.2 Distribución geográfica y edades.....	13
3.3 Leyes y Tonelaje.....	14
3.4 Clasificaciones de los depósitos de tipo pórfido.....	15
3.4.1 Por contenido metálico	15
3.4.2 Litología de los intrusivos.....	16
3.4.3 Ambiente tectónico de formación	16
3.4.4 Tonelaje.....	18
3.4.5 Otras clasificaciones	18
3.5 Ambiente tectónico de formación	20
3.6 Mineralogía	22
3.6.1 Alteración hidrotermal hipogénica y zonación.....	22
3.6.2 Alteración supergénica.....	28
3.7 Modelo genético	30
3.8 Relación con otros depósitos	32
4. OCURRENCIA DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO EN PÓRFIDOS CUPRÍFEROS	34
5. MARCO GEOLÓGICO	37
5.1 Síntesis de la geología regional mexicana relacionada a los depósitos de tipo pórfido...	37
5.2 Geología local de los depósitos minerales de interés.....	39
5.2.1 Guaynopita, Chihuahua	39

5.2.2 Buenavista del Cobre, Sonora.....	41
5.2.3 Pánuco, Coahuila.....	43
6. RESULTADOS	46
6.1 Muestra MJ-17, Guaynopita, Chihuahua	46
6.2 Muestra MJ-15, Buenavista del Cobre, Sonora.....	49
6.3 Muestra MJ-13, Pánuco, Coahuila.....	54
7. DISCUSIÓN	56
7.1 Guaynopita, Chihuahua	56
7.2 Buenavista del Cobre, Sonora.....	58
7.3 Pánuco, Coahuila.....	59
7.4 Otros pórfidos cupríferos de México.....	60
7.5 Elementos del grupo del platino en los sistemas pórfido-epitermal	61
8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	63
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	65
ANEXOS.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación del pórfido de cobre Guaynopita, en el municipio Madera, Chihuahua.	4
Figura 1.2. Ubicación de la mina Buenavista del Cobre, en el municipio Cananea, Sonora.	5
Figura 1.3. Ubicación de la mina Pánuco, en el municipio Candela, Coahuila.....	5
Figura 2.1. Microscopio de luz polarizada transmitida y reflejada, marca Zeiss con cámara fotográfica instalada en la parte superior.....	10
Figura 2.2. Microscopio electrónico Carl Zeiss, modelo GEMINI.	11
Figura 2.3. Microsonda electrónica CAMECA, modelo SX100.	12
Figura 3.1. Distribución mundial de provincias de pórfidos, mostradas en color gris. Tomado de Pirajno (2009).....	14
Figura 3.2. Clasificación de sistemas de pórfidos por profundidad de emplazamiento según McMillan y Panteleyev (1990). a) tipo plutónico a 5 - 6 km de profundidad; b) tipo volcánico a 0.5 – 1.5 km de profundidad; c) tipo clásico a 3 - 4 km de profundidad. Alteración P = propolítica, A = argílica, PH = fílica. Tomado de Pirajno (2009).	18
Figura 3.3. Esquemas de formación de pórfidos de Cu-(Mo), Mo-(Cu) y W en un ambiente de subducción. Tomado de Robb (2005).....	19
Figura 3.4. Diferentes ambientes tectónicos de los depósitos de tipo pórfido. Tomado de Sinclair (2007; antes Kirkham y Sinclair, 1996).	20
Figura 3.5. Formación de pórfidos y otros depósitos ricos en oro en margen convergente con influencia del manto litosférico subcontinental (SCLM por sus siglas en inglés). Tomado de Griffin <i>et al.</i> (2013).	21
Figura 3.6. Esquemas de formación para depósitos de tipo pórfido en contexto diferente a arco de subducción. a) Fusión de la corteza continental inferior y del manto litosférico por fallas translitosféricas en un régimen transpresivo. b) Fusión de la corteza continental engrosada por el ascenso de manto astenosférico en un régimen extensional post-colisión. c) Fusión de la corteza inferior juvenil por el ascenso de manto astenosférico en un orógeno intracontinental y posterior extensión de la corteza. d) Fundidos derivados por la delaminación de la raíz litosférica (corteza continental inferior y manto) interactúan con el manto litosférico o astenosférico en un régimen extensional anorogénico. Tomado de Hou <i>et al.</i> (2011).	22
Figura 3.7. Modelo de Lowell y Guilbert (1970), típico de los pórfidos cupríferos.	23
Figura 3.8. Esquema de modelo de diorita. Alteración P = propolítica, K = potásica Tomado de Pirajno (1992).	25
Figura 3.9. Esquema de modelo tipo Climax para pórfidos de Mo. Tomado de Pirajno (2009).	26
Figura 3.10. Esquema de pórfido de molibdeno relacionado a arco. Tomado de Taylor <i>et al.</i> (2012).27	
Figura 3.11. Esquema idealizado de pórfido de estaño en la provincia de estaño boliviana. Tomado de Sillitoe <i>et al.</i> (1975).	28

Figura 3.12. Sección esquemática de un perfil de ambiente de meteorización en un depósito de cobre. Tomado de Chávez (2000) y Robb (2005).	29
Figura 3.13. Modelo esquemático de formación y evolución de un depósito de tipo pórfido cuprífero. Tomado de Sillitoe (2010).	31
Figura 3.14. Esquema de un sistema pórfido-skarn-epitermal. Tomado de Sillitoe (2010).	33
Figura 5.1. Distribución espacio-temporal de los depósitos de tipo pórfido registrados en México. La configuración de los terrenos tectonoestratigráficos que conforman a México se muestra como referencia. Lista de pórfidos cupríferos en Anexo 1. A partir de Valencia-Moreno <i>et al.</i> (2006, 2007), Singer (2008), Camprubí (2013) y Centeno-García (2017).	37
Figura 5.2. Mapa geológico de la zona de Guaynopita. Tomado de González-Partida <i>et al.</i> (2011). .	40
Figura 5.3. Mapa geológico de la zona de Cananea, Sonora. BC = Buenavista del Cobre Tomado de Del Río-Salas <i>et al.</i> (2017).	42
Figura 5.4. Mapa geológico de la zona de Pánuco, Coahuila. Tomado de Fuentes-Guzmán (2016). 44	
Figura 6.1. Fotomicrografías en luz reflejada de la muestra MJ-17 de Guaynopita, Chihuahua. (a) Cristales de pirita fracturados en matriz de sílice amorfa. (b) Pirita con bordes y fracturas rellenas de calcosina con parcial alteración a covellita, con un borde externo de óxidos de Fe-Cu; la pirita contiene dos inclusiones euedrales de calcopirita. (c) Digenita y cuprita intercrecidas, se observa el reemplazamiento de cuprita por malaquita. (d) Digenita con alteración a covellita en bordes y planos de exfoliación sobre sílice amorfa (gris oscuro). Clave: py = pirita, cv = covelita, cpy = calcopirita, ox = óxidos, dg = digenita, cup = cuprita, mlc = malaquita.	47
Figura 6.2. Fotomicrografías en microscopio electrónico de barrido de muestra MJ-17. (a) Reemplazamiento de pirita por calcosina, con borde de óxidos de Fe y Cu. (b) Cristal de aleación Au-Ag (<i>electrum</i>) en borde de alteración de pirita. (c) Inclusión de una fase indeterminada de Bi-Te-Se (blanco) en pirita. (d) Inclusiones de galena (gris claro) en digenita. Ver Anexo 2.1. Clave: dg = digenita, cc = calcosina, py = pirita, ox Fe y Cu = óxidos de Fe y Cu, py = pirita.	48
Figura 6.3. Fotomicrografías en luz reflejada de secciones MJ-15. (a) Cristales de pirita diseminados en una matriz de alteración argílica avanzada. (b-c) Cristales de pirita con inclusiones de rutilo, calcopirita, pirrotita y calcopirita-pirrotita. (d-f) Cristales euedrales de pirita intercrecidos con enargita, parcialmente reemplazada por calcosina, que se distingue por su tonalidad rosa. Clave: rt = rutilo, po = pirrotita, cpy = calcopirita, en = enargita, cc = calcosina.	50
Figura 6.4. Fotomicrografías de minerales en vetilla de cuarzo. (a-b) Agregados cristalinos de pirita (c-d) Reemplazamiento de enargita por calcosina. Clave: en = enargita, cc = calcosina.	51
Figura 6.5. Fotomicrografías en microscopio electrónico de barrido de la muestra MJ-15. (a) Pirita con inclusión de ilmenita que contiene rutilo. (b). (c) Inclusión de galena en pirita. (d) Cristales de monacita en alteración argílica avanzada. Ver Anexo 2.2. Clave: ilm = ilmenita, rt = rutilo, py = pirita, gn = galena, cpy = calcopirita, mon = monacita.	52
Figura 6.6. Diagrama de fases para sistema Cu-S-Fe a 300°C. Los puntos rojos corresponden con los datos de la muestra MJ-15, obtenidos en microsonda electrónica. Clave: py = pirita, mpo = pirrotita	

monoclínica, hpo = pirrotita hexagonal, cpy = calcopirita, cb = cubanita, iss = <i>intermediate solid solution</i> (solución sólida intermedia), id = idaita, bss = <i>bornite solid solution</i> (solución sólida de bornita). Diagrama construido a partir de Sugaki (1975).....	53
Figura 6.7. Fotomicrografías de la muestra MJ-13 que contiene agregados y cristales tabulares y aciculares de molibdenita en matriz de cuarzo equigranular. (a-b) En luz reflejada con nícoles paralelos. (c-d) En microscopio electrónico de barrido. Ver Anexo 2.3.....	54
Figura 7.1. Diagrama Eh-Ph del sistema Cu-C-S-O-H-Fe, resaltando en color amarillo las fases presentes en la muestra MJ-17. Tomado de Robb (2005).	56
Figura 7.2. Diagrama paragenético mostrando una sucesión general de la destrucción de sulfuros por reemplazamiento de calcosina. Tomado de Chávez (2000).	58

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Muestras analizadas para este estudio y técnicas analíticas utilizadas.....	7
Tabla 3.1 Clasificación y subclasificación de los depósitos de tipo pórfidos, basada en contenido metálico. Modificado de Seedorff <i>et al.</i> (2005) y Sinclair (2007).	16
Tabla 3.2 Clasificación de depósitos de tipo pórfido Mo-(Cu) según su ambiente de formación. Tomado de Audétat y Li (2017).	17
Tabla 4.1 Características generales de pórfidos con enriquecimiento de EGP y concentraciones en roca total de Pd y Pt en ppb. ld = límite de detección; CB = Columbia Británica. Modificado de McFall <i>et al.</i> (2018).	35
Tabla 6.1. Secuencia paragenética de la muestra MJ-17.	48
Tabla 6.2. Contenidos en ppb de elementos del grupo del platino y oro de la muestra MJ-17 de Guaynopita, Chihuahua.	49
Tabla 6.3. Secuencia paragenética de muestra MJ-15.	52
Tabla 6.4. Contenidos en ppb de elementos del grupo del platino y oro de la muestra MJ-15 de Buenavista del Cobre, Sonora.	54
Tabla 6.5. Contenidos en ppb de elementos del grupo del platino y oro de la muestra MJ-13 de Pánuco, Coahuila.....	55

RESUMEN

Los depósitos de tipo pórfido son un destacado grupo de depósitos magmático-hidrotermales a nivel mundial debido a sus contenidos de cobre, molibdeno y oro. Recientemente, en algunos pórfidos del mundo se han reportado mineralizaciones de elementos del grupo del platino (EGP), en particular de paladio y platino, así como fases minerales asociadas (ej., merenskyita, moncheita, kotulskita) que podrían ser fuente económica de estos metales. En México, los pórfidos son los yacimientos más importantes por ser la fuente principal de cobre, sin embargo, no hay registros de análisis cuantitativos de EGP. En este trabajo, la primera sección está destinada a la descripción general de los depósitos de tipo pórfido y la ocurrencia de EGP en ellos; la segunda sección consiste en la caracterización mineral, con técnicas convencionales y análisis cuantitativo de EGP, de tres muestras de roca de pórfidos cupríferos del norte de México: pórfido de Cu-Au Guaynopita (Chihuahua), pórfido de Cu-Mo Buenavista del Cobre (Sonora) y pórfido de Cu-Mo Pánuco (Coahuila). Las fases minerales identificadas a micro- y nanoescala y sus relaciones texturales permitieron establecer secuencias paragenéticas a nivel de muestra y su posible zona de formación dentro del pórfido. Los contenidos de EGP, obtenidos con espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), son bajos en las muestras de Buenavista del Cobre y Pánuco. En el primer caso, posiblemente se debe a que la zona de alteración argílica de la que se obtuvo la muestra no tiene alto potencial para contener EGP; mientras que en la segunda muestra el contenido es bajo ya sea por no ser una zona típicamente apta para EGP o porque el depósito en general tiene bajo potencial. A diferencia de las anteriores, la muestra de Guaynopita contiene 45 ppb de Pd y 336 de Au, lo que indica un posible potencial de contener minerales del grupo del platino (MGP) en alteraciones de zonas profundas y tempranas de este depósito.

ABSTRACT

Porphyry deposits are an important magmatic-hydrothermal deposits group worldwide because their copper, molybdenum and gold contents. Recently, mineralization of platinum-group elements (PGE) has been reported in some porphyries, particularly palladium and platinum, as well as their associated mineral phases (e.g., merenskyite, moncheite, kotulskite), which could be an economic source of these metals. In Mexico, porphyry deposits are the major source of copper, nevertheless, there is no record of PGE quantitative analysis. In this work, the first section describes porphyry deposits and their occurrence of PGE. The second section consists of mineral characterization by conventional techniques and PGE quantitative analysis of three porphyry rock samples from northern

Mexico, Guaynopita (Chihuahua), Buenavista del Cobre (Sonora) and Pánuco (Coahuila). Mineral phases identified in micro- and nanoscale and their textural relations allowed to establish paragenetic sequences at sample level and their possible formation zone. PGE contents, obtained through inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS), is low in the rock samples of both Buenavista del Cobre and Pánuco. In the former, this might be due to the fact that the argillic alteration zone, which the sample was taken from, does not have a high PGE potential. In the latter, the content may be low either because the zone is not typically suitable for PGE or the deposit has a low potential in general. On the other hand, the Guaynopita sample contains 45 ppb Pd and 336 ppm Au, which may indicate a potential for platinum-group metals (PGM) in deep and early alteration zones of this deposit.

1. INTRODUCCIÓN

Los depósitos tipo pórfido son parte de los depósitos magmático-hidrotermales más ampliamente estudiados debido a su gran importancia económica a nivel mundial por sus contenidos de cobre, oro y molibdeno y, en menor proporción, de tungsteno, estaño y plata. Este tipo de depósitos han sido objeto de estudios de tipo económico, geológico y metalogenético. Los estudios más destacados sobre la génesis de estos depósitos incluyen el realizado por Lowell y Guilbert (1970), cuyo modelo genético ha sido utilizado para la caracterización de pórfidos en el mundo. Los estudios realizados por Sillitoe (1973) y Seedorff *et al.* (2008) se enfocaron en caracterizar las partes profundas del modelo anteriormente mencionado. Posteriormente, destacan las revisiones de Kirkham y Sinclair (1996), Cooke *et al.* (2005), Seedorff *et al.* (2005), Sinclair (2007) y Sillitoe (2010) quienes se enfocaron principalmente en establecer las clasificaciones, características y modelos de formación de los pórfidos.

Los depósitos tipo pórfido en México constituyen uno de los depósitos minerales más importantes debido a que más del 80% de la producción nacional de cobre proviene de este tipo de yacimientos (Servicio Geológico Mexicano, 2019), y son motivo de estudio, exploración y explotación continua. A escala continental, estos depósitos de México forman parte del cinturón de pórfidos que se extiende desde la Cordillera Occidental de Norteamérica (del margen central de Canadá hasta el sur de México) y continúa por la Cordillera de Sudamérica (de Ecuador hasta Chile).

Los estudios destacados sobre las provincias metalogenéticas de México mencionan que la evolución y ocurrencia espacio-temporal de provincias y depósitos metálicos está estrechamente relacionada con la formación de pórfidos cupríferos (Damon *et al.*, 1981; Clark y Fitch, 2009; Camprubí, 2009, 2013, 2017; Valencia-Moreno *et al.*, 2017). Sin embargo, revisiones específicas sobre pórfidos cupríferos en México son escasas. Destacan las de Damon *et al.* (1983) por la geocronología de este tipo de depósitos y Valencia-Moreno *et al.* (2006, 2007, 2017) por su relevante síntesis de las características metalogenéticas de los pórfidos cupríferos de México.

Aunque hay estudios específicos de pórfidos cupríferos de México, existe una carencia de trabajos con un enfoque basado en los elementos del grupo del platino (EGP) y minerales del grupo del platino (MGP). En este contexto, investigadores de la Universidad Nacional Autónoma de México obtuvieron muestras de roca de pórfidos cupríferos del norte del país y en el año 2014 tres de ellas fueron enviadas al Laboratorio *Genalysis Ltd.* (Maddington, Australia Occidental) para determinar los contenidos de EGP por medio de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés), sin

embargo, no se realizaron estudios petrográficos posteriores para identificar posibles fases portadoras.

1.1 Localización de las zonas de estudio

El grupo de muestras de roca selectas utilizadas para la realización del presente trabajo se obtuvieron de tres depósitos minerales de México, categorizados como pórfidos cupríferos, cuya geología se describirá más adelante. La ubicación de cada uno de los depósitos se detalla a continuación.

El pórfido de cobre Guaynopita se encuentra a 35 km al noroeste de la cabecera municipal de Madera, en el estado de Chihuahua, a aproximadamente 20 km al oriente de la frontera con el estado de Sonora (Figura 1.1). Fisiográficamente, el depósito se encuentra dentro de la Sierra Madre Occidental y en el oriente de la subprovincia Sierras y Cañadas del Norte.

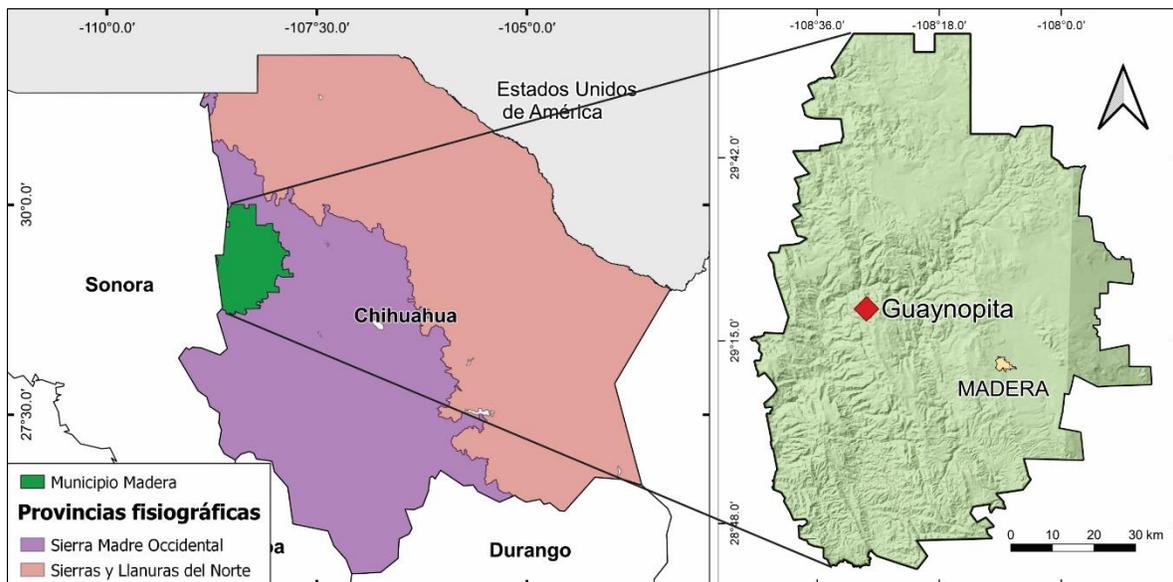


Figura 1.1. Ubicación del pórfido de cobre Guaynopita, en el municipio Madera, Chihuahua.

La mina Cananea, actualmente llamada Buenavista del Cobre, se ubica a 4 km al suroeste de la ciudad de Cananea, en el estado de Sonora (Figura 1.2). Fisiográficamente, se encuentra en la parte más al norte de la Sierra Madre Occidental y dentro de la subprovincia Sierras y Valles del Norte.

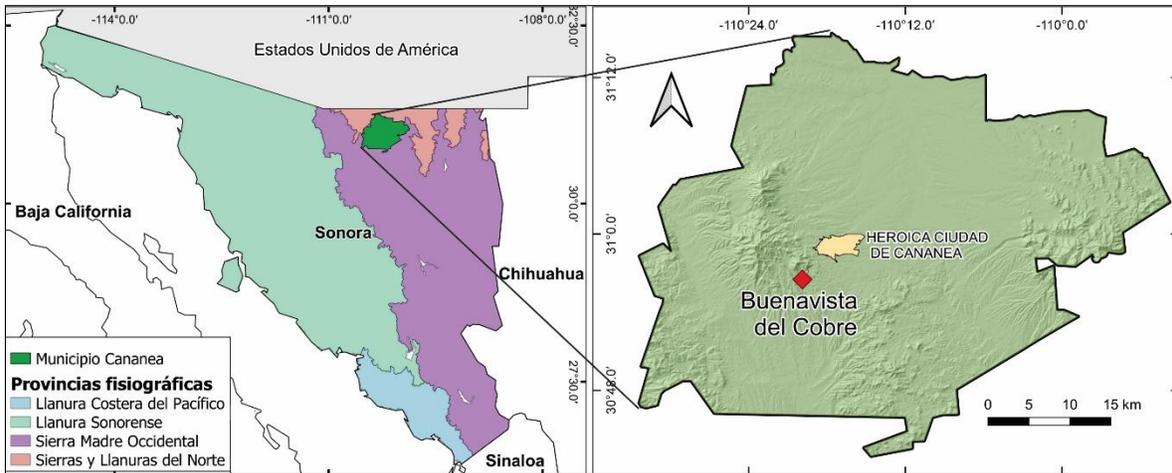


Figura 1.2. Ubicación de la mina Buenavista del Cobre, en el municipio Cananea, Sonora.

Finalmente, la mina Pánuco se ubica a 35 km al sureste de la cabecera municipal de Candela, en el estado de Coahuila (Figura 1.3). Fisiográficamente, está dentro de la Sierra Madre Oriental y en el límite de la subprovincia Sierras y Llanuras Coahuilenses y la suprovincia Pliegues Saltillo-Parras.

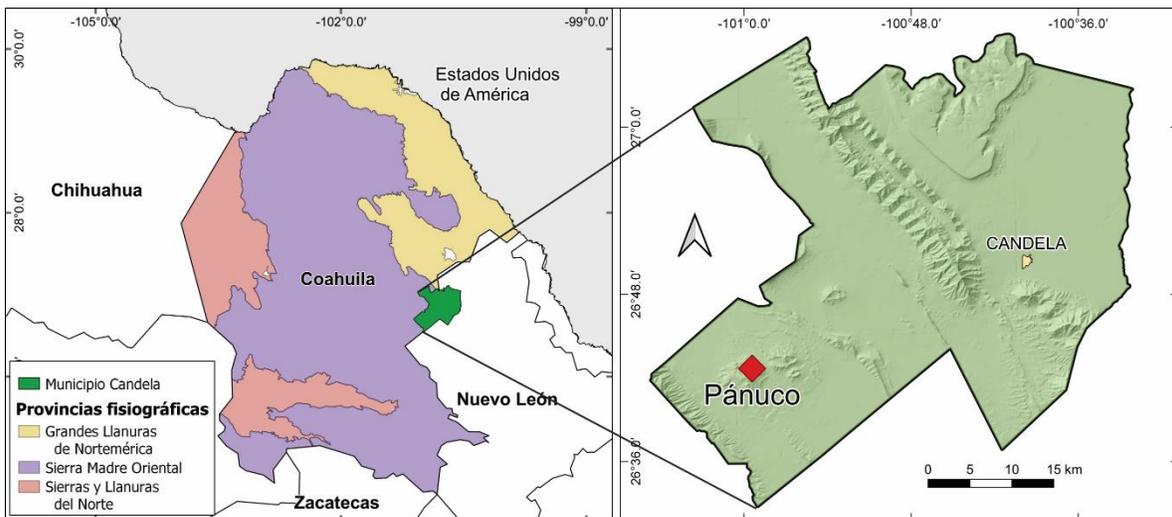


Figura 1.3. Ubicación de la mina Pánuco, en el municipio Candela, Coahuila.

1.2 Objetivos

El objetivo general del presente trabajo fue la caracterización a micro- y nanoescala de minerales metálicos y fases asociadas de un grupo selecto de tres muestras de roca procedentes de pórfidos cupríferos del norte de México, con especial énfasis al análisis de la distribución de metales críticos como cobre, oro y elementos del grupo del platino.

Objetivos particulares

- Realizar una revisión del conocimiento actual de los depósitos de tipo pórfido, particularmente de los pórfidos cupríferos y la ocurrencia de EGP en ellos.
- Conocer y utilizar los métodos analíticos cualitativos y cuantitativos más comunes para la caracterización mineralógica y descripción de las texturas minerales de las muestras seleccionadas de Guaynopita (Chih.), Buenavista del Cobre (Son.) y Pánuco (Coah.), para establecer una secuencia paragenética de las mismas.
- Determinar el posible potencial de contener EGP en los tres pórfidos cupríferos estudiados.

2. METODOLOGÍA

Previo a este trabajo de tesis, en el año 2014 se realizó una toma de muestras de roca de los pórfidos cupríferos de Guaynopita (Chih.), Buenavista del Cobre (Son.) y Pánuco (Coah.). Posteriormente, una muestra de cada depósito fue enviada al Laboratorio *Genalysis Ltd.* (Maddington, Australia Occidental) para determinar los contenidos de EGP y oro por medio de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). En el año 2019 se propuso la elaboración de este trabajo de tesis para la estancia académica en la Universidad de Granada, cuya metodología consistió en cuatro partes: revisión bibliográfica, petrografía con microscopio de luz reflejada, microscopio electrónico de barrido de alta resolución por emisión de campo (SEM-EDS) y química mineral con microsonda electrónica (EMPA). El uso de las técnicas mencionadas se muestra en la Tabla 2.1 y se explican brevemente a continuación.

Tabla 2.1. Muestras analizadas para este estudio y técnicas analíticas utilizadas.

Muestra	Depósito mineral	Zona dentro del depósito	Análisis			
			ICP-MS	Microscopio de luz reflejada	SEM-EDS	EMPA
MJ-13	Pánuco, Coahuila	Brecha de molibdeno-cuarzo	X	X	X	
MJ-15	Buenavista del Cobre, Sonora	Alteración argílica	X	X	X	X
MJ-17	Guaynopita, Chihuahua	Alteración supergénica	X	X	X	

Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)

Como ya se mencionó, el uso de esta técnica fue para determinar los contenidos de EGP y oro por el método de ensayo al fuego con recolección de sulfuro de níquel, de acuerdo con la metodología de Chan y Finch (2001). Este método requiere de 25 g de muestra que se mezcla con bórax, carbonato de sodio, sílice, óxido de níquel y sulfuro y se funden a 1200°C. Posteriormente el sulfuro de níquel se disuelve con ácido clorhídrico a ca. 100°C. Los EGP, oro y los restos de sulfuro de níquel no disueltos se recogen con un filtro de membrana de nitrato de celulosa para después llevar a cabo digestión con agua regia en tubos de ensayo de borosilicato sellados. La solución resultante se diluye con ácido nítrico al 10% v/v y se mezcla completamente. La solución final es la que se analiza por medio del ICP-MS.

El equipo utilizado fue Perkin Elmer/Sciex Elan 6000. Para la calibración del equipo se utilizaron seis soluciones estándar y se les añadieron dos estándares internos a las muestras para control de la deriva. En cada análisis se incluyó material de referencia certificado (*South*

African Reference Material, SARM-7) y estándares internos. Los isótopos de los EGP medidos fueron ^{99}Ru , ^{101}Ru , ^{102}Ru , ^{103}Rh , ^{105}Pd , ^{106}Pd , ^{108}Pd , ^{189}Os , ^{193}Ir , ^{195}Pt , ^{196}Pt , ^{197}Au . Los límites de detección fueron 1 ppb para Rh and 2 ppb para los demás EGP.

Revisión bibliográfica

Al inicio de este trabajo de tesis se propuso realizar una revisión bibliográfica sobre los depósitos de tipo pórfido con el objetivo de realizar un resumen conciso en español de este tipo de depósitos minerales, ya que, en ocasiones, los textos en español no contienen información actualizada, se centran en los pórfidos cupríferos, y no contienen información detallada de las otras subclases de pórfidos. Entre la vasta bibliografía sobre depósitos de tipo pórfido se consultaron primeramente libros científicos recientes como Misra (2000), Robb (2005) y Pirajno (2009) que contienen capítulos destinados a la descripción de las diversas subclases de pórfidos. También se consultaron los artículos científicos históricamente más relevantes, como lo son Lowell y Guilbert (1970) y Kirkham y Sinclair (1996), junto con artículos científicos de revisión recientes como Seedorff et al. (2005), Sinclair (2007) y Sillitoe (2010).

Acerca de los pórfidos cupríferos con EGP se consideraron en primer lugar los artículos científicos de revisión sobre el tema. Uno de los más citados en la literatura es Tarkian y Stribrny (1999), quienes realizaron un estudio preliminar de contenidos de EGP en muestras de roca y concentrados de sulfuros de diversos pórfidos cupríferos del mundo. Otro artículo destacado es el de Economou-Eliopoulos (2005), quien hizo una revisión sobre la mineralización de EGP en los pórfidos de Cu-Au registrados hasta el momento y propuso posibles factores críticos para su formación. En los artículos de Economou-Eliopoulos (2010), Eliopoulos *et al.* (2014) y Economou-Eliopoulos *et al.* (2017) se realizaron breves descripciones de la mineralización de EGP en pórfidos cupríferos, las fuentes de los metales, su transporte y nuevamente los factores críticos para la formación de pórfidos cupríferos con EGP. Como complemento se consideraron los estudios de McFall *et al.* (2018) sobre el pórfido de Cu-Au Skouries (Grecia) y el de González-Jiménez *et al.* (2021) sobre el pórfido de Cu-Au Elatsite (Bulgaria) ya que, aunque son estudios locales de los depósitos minerales, también contienen una breve pero destacada revisión de EGP y MGP en otros pórfidos cupríferos.

Todos los artículos anteriores sobre EGP en pórfidos cupríferos se enfocaron en los depósitos de Bulgaria, Grecia, Filipinas, Canadá, Rusia, Mongolia, Uzbekistán y Malasia, y mencionaron brevemente pórfidos de otros lugares como Estados Unidos, Serbia, China, Perú y Chile. Sin embargo, una de las problemáticas identificadas fue que ninguno de los estudios menciona a México, lo que significa que no hay estudios formales sobre el potencial

de EGP de los pórfidos cupríferos del país, a pesar de su importancia económica a nivel mundial.

Sobre la evolución geológica de México en relación con pórfidos cupríferos se tomaron como referencia de partida los artículos de revisión de Camprubí (2009, 2013, 2017) sobre la evolución metalogenética de México, junto con los artículos de revisión de Valencia-Moreno *et al.* (2006, 2007, 2017) que se enfocaron en describir las características metalogenéticas de los pórfidos cupríferos de México.

Para la descripción de la geología local de cada pórfido cuprífero estudiado en este trabajo se utilizaron trabajos de investigación previos. Para la geología local de Guaynopita (Chih.) la información es escasa y se tomaron como referencia los estudios preliminares de González-Partida *et al.* (2011) y de Camprubí *et al.* (2017). En el caso de Buenavista del Cobre (Son.), aunque es uno de los yacimientos minerales más importantes de México, la información de la geología se enfoca al distrito minero y no al depósito en particular, es por ello que para la descripción de las alteraciones hipogénicas del depósito se utilizó la tesis de doctorado de Wodzicki (1995) y la tesis de maestría de Virtue (1996). Sobre el pórfido de Pánuco (Coah.) la principal referencia fue la tesis de maestría de Fuentes-Guzmán (2016) quien detalló la geología y mineralización del depósito. También se utilizó información del Consejo de Recursos Minerales (2001) y del Servicio Geológico Mexicano (2008, 2012) para complementar la descripción estratigráfica de la zona de cada depósito mineral.

Microscopio de luz reflejada

Posteriormente, las tres muestras fueron enviadas al taller de laminación de la Facultad de Ciencias de la UGR, de donde se obtuvieron seis secciones pulidas, que consistieron una de Guaynopita, tres de Buenavista del Cobre y dos de Pánuco. Para la identificación de minerales opacos y relaciones texturales de las secciones pulidas se utilizó un microscopio de luz polarizada transmitida y reflejada marca Zeiss, modelo Jenapol-U con objetivos 3.2x, 10x y 50x y el software Camea Control Pro 2 para la toma de fotomicrografías (Figura 2.1), ubicado en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada.



Figura 2.1. Microscopio de luz polarizada transmitida y reflejada, marca Zeiss con cámara fotográfica instalada en la parte superior.

Microscopio electrónico de barrido

El SEM es una técnica analítica muy utilizada para la caracterización mineral que se basa en las interacciones de un haz de electrones dirigidos hacia la muestra pulida. El resultado es la obtención de imágenes de la muestra, donde los minerales con elementos más pesados lucen más brillantes, y los minerales más ligeros muestran tonalidades oscuras, por lo tanto, esta técnica es útil para la búsqueda de minerales metálicos. Con ayuda de un detector de rayos X se genera un espectro de intensidad de dichos rayos contra energía, con lo cual se puede conocer la composición e intensidad de elementos en un punto determinado de la muestra.

Para para la identificación de minerales pequeños (<5 μm) y pesados (particularmente fases portadoras de EGP y oro), y para el análisis químico semicuantitativo de algunos minerales de interés como pirita, sulfuros de cobre, óxidos de cobre y molibdenita se utilizó el SEM-EDS de la marca Carl Zeiss modelo GEMINI con el software INCA Energy (Figura 2.2), ubicado la Sede Cartuja II en la Facultad de Farmacia del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

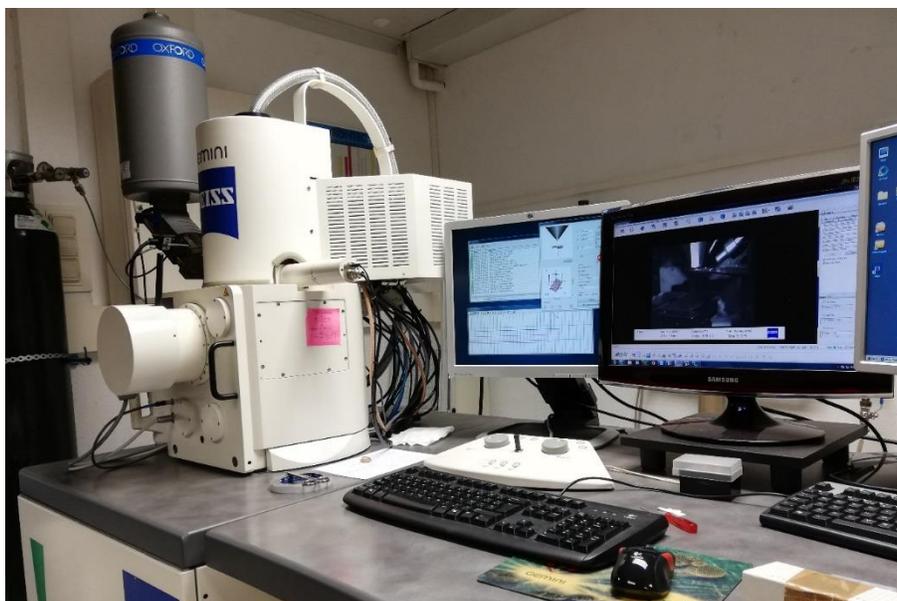


Figura 2.2. Microscopio electrónico Carl Zeiss, modelo GEMINI.

Para llevar a cabo el análisis con SEM-EDS se les aplicó un recubrimiento de grafito a las secciones pulidas para convertirlas en conductoras. Las condiciones del equipo fueron al vacío en el interior del microscopio y con voltaje de 15.00 kV.

Microsonda electrónica

La microsonda electrónica es otra técnica analítica con diversas aplicaciones en la geología. Al igual que en el microscopio electrónico, se emite un haz de electrones a una muestra previamente pulida y cubierta de grafito, analizando los rayos X que resultan de dicha interacción. Dentro de sus aplicaciones, esta técnica permite realizar un análisis químico puntual de minerales de interés, de tal modo que determina la concentración de los elementos que componen a un mineral.

Esta técnica se utilizó para análisis puntuales en cristales de piritita, calcopiritita y pirrotita de la muestra MJ-15. La microsonda electrónica utilizada es de la marca CAMECA, modelo SX100 (Figura 2.3), y está ubicada en la Sede Central Fuentenueva del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. El equipo se calibró para los elementos S, Fe, Ni, Co, Cu, As, Sb y Te.



Figura 2.3. Microsonda electrónica CAMECA, modelo SX100.

3. GENERALIDADES DE LOS DEPÓSITOS DE TIPO PÓRFIDO

3.1 Definición

Los depósitos de tipo pórfido son la fuente principal de cobre y molibdeno a nivel mundial, por lo que han generado un gran interés científico y económico en el último siglo. Estos depósitos proporcionan entre el 60 y 70% de la producción de cobre y más del 95% de la producción de molibdeno en el mundo; además, son importantes productores de Au, Ag, W y Sn y contienen subproductos como Re, Pd, Pt, In, Te, Se, Bi, Zn y Pb (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

Las definiciones de estos depósitos varían dependiendo si se consideran aspectos económicos o contenido metálico. Sin embargo, de manera general, los pórfidos son grandes depósitos magmático-hidrotermales de leyes bajas a medias, con mineralización primaria de metales básicos (Cu, Mo, W, Sn) y preciosos (Au, Ag), controlada estructuralmente en vetas, stockworks y brechas y relacionados a intrusiones porfiríticas de composición félsica a intermedia, emplazados entre 1 y 5 km de profundidad en rocas de composición variable. Una de las características distintivas de este tipo de depósitos es la alteración hidrotermal, que se presenta en zonaciones concéntricas. Las principales alteraciones del centro hacia el exterior son: potásica, félsica, argílica y propilítica (Kirkham y Sinclair, 1996; Seedorff *et al.*, 2005; Sinclair, 2007).

3.2 Distribución geográfica y edades

Los depósitos de tipo pórfido se encuentran distribuidos mundialmente y, aunque su ubicación suele coincidir con cinturones orogénicos de edades variables, predominan los depósitos pertenecientes al Cretácico y Cenozoico.

Aunque se han identificado pórfidos del Paleozoico e incluso algunos del Precámbrico su origen es aún muy discutido, debido a que la deformación y el metamorfismo pueden enmascarar las características de los pórfidos más antiguos, lo que complica su identificación (Seedorff *et al.*, 2005). Por otro lado, las altas tasas de erosión pueden ser la causa de una menor ocurrencia de depósitos anteriores al Mesozoico (Sillitoe, 1972; McMillan y Panteleyev, 1990).

Se conocen algunos cinturones orogénicos posteriores al Paleozoico, los cuales contienen la mayoría de los depósitos de pórfidos: el cinturón occidental del norte y sur de América, el suroeste del cinturón del Pacífico y el cinturón Alpino (Figura 3.1) (Misra, 2000; Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

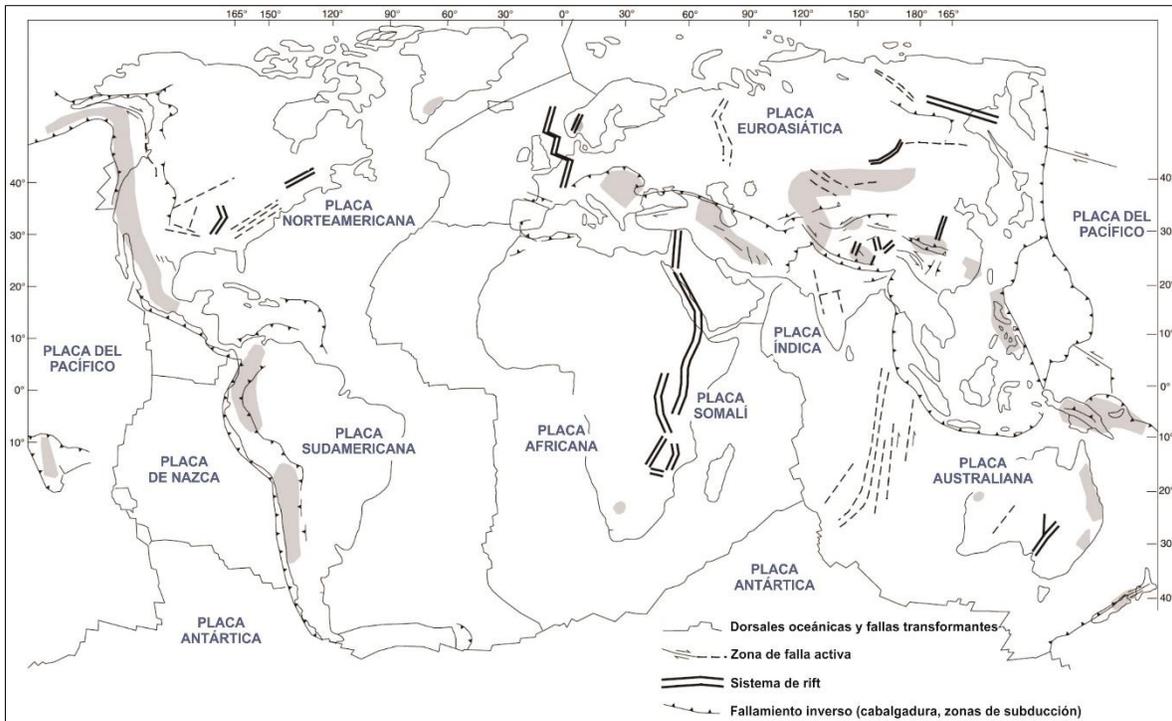


Figura 3.1. Distribución mundial de provincias de pórfidos, mostradas en color gris. Tomado de Pirajno (2009).

De manera general, hay una gran concentración de pórfidos ricos en molibdeno desde Alaska hasta el noroeste de México y una cantidad considerable de depósitos ricos en oro al poniente de Norteamérica y las islas del suroeste del Pacífico (Sillitoe, 2000). Asimismo, se encuentran importantes pórfidos de estaño en Canadá, Alemania, Inglaterra, Australia, Bolivia y en el centro de los Andes (Sillitoe, 1972; Edwards y Atkinson, 1986), y existen importantes agrupaciones de pórfidos de tungsteno en Canadá y China (Kirkham y Sinclair, 1996).

3.3 Leyes y Tonelaje

Los depósitos de tipo pórfido están caracterizados por contener de decenas a miles de millones de toneladas de reservas, con leyes de mineralización primaria bajas a medias que varían para cada subclase de pórfido.

Los pórfidos cupríferos contienen entre 0.10 y 2% de Cu y 0.005 y 0.04% de Mo, el contenido de oro varía entre 0.004 y 0.35 g/t o pueden mostrar una relación 1:1 (1% Cu a 1g/t Au) pero, si están enriquecidos en oro, pueden contener hasta 2 g/t de este metal. También puede haber plata, en contenidos que varían entre 0.20 y 5 g/t (Kirkham y Sinclair, 1996; Pirajno, 2009).

Las dos subclases de pórfido de molibdeno, tipo Climax y tipo Endako, contienen un tonelaje similar del cuerpo mineralizado, ambos entre 50 y 1000 millones de toneladas de reservas, con leyes de 0.10 a 0.30% Mo para el primero y de 0.03 a 0.22% Mo para el segundo (Ludington y Plumlee, 2009; Taylor *et al.*, 2012).

Las leyes en los pórfidos de estaño son de 0.20 a 0.80% de Sn con contenidos menores de plata y zinc. Los pórfidos de tungsteno contienen entre 0.10 y 0.20% de W, generalmente con contenidos en Mo de 0.024 a 0.10% Mo (Edwards y Atkinson, 1986; Kirkham y Sinclair, 1996).

3.4 Clasificaciones de los depósitos de tipo pórfido

Debido a las diferentes características de cada depósito de pórfido en el mundo se han propuesto diversas clasificaciones, dentro de las cuales destacan el ambiente tectónico de formación, la composición química y litológica de los cuerpos intrusivos, la profundidad de emplazamiento y el contenido de metal explotable. Esta última es la más reconocida y utilizada, a partir de la cual hay variaciones de las clasificaciones anteriores.

3.4.1 Por contenido metálico

Esta es la clasificación más utilizada por los autores, la más detallada es la que propusieron Kirkham y Sinclair (1996), donde los metales entre paréntesis son subproductos o potenciales subproductos:

Cu (\pm Au, Mo, Ag, Re, PGE)
Cu-Mo (\pm Au, Ag)
Cu-Mo-Au (\pm Ag)
Cu-Au (\pm Ag, PGE)
Au (\pm Ag, Cu, Mo)
Mo (\pm W, Sn)
W-Mo (\pm Bi, Sn)
Sn (\pm W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn, In)
Sn-Ag (\pm W, Cu, Zn, Mo, Bi)
Ag (\pm Au, Zn, Pb)

Si se considera dicha clasificación, los cinco principales grupos son: pórfidos de cobre, pórfidos de molibdeno, pórfidos de oro, pórfidos de tungsteno y pórfidos de estaño. A su vez, estos grupos se subclasifican según el contenido de metales asociados, como se muestra en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1 Clasificación y subclasificación de los depósitos de tipo pórfidos, basada en contenido metálico. Modificado de Seedorff *et al.* (2005) y Sinclair (2007).

Clase	Pórfido de cobre			
Subclase/metales	Cu-(Au-Mo)	Cu-(Mo)	Cu-(Mo-Au)	Cu-(Au)
Intrusivos	Tonalítico-granodiorítico	cuarzo-monozodiorítico granítico	Monzonítico	Sienítico
Clase	Pórfido de molibdeno			
Subclase/metales	Mo	Mo-(Au)	Mo-Cu	
Intrusivos	Sienítico, granítico, trondhjemítico o riolítico	Monzonítico	cuarzo monzonita granítico	
Clase	Pórfido de oro	Pórfido de tungsteno	Pórfido de estaño	
Metales	Au	W-Mo	Sn	
Intrusivos	Diorítico	Riolítico	Riodacítico	

3.4.2 Litología de los intrusivos

La litología de los intrusivos a partir de los cuales se suelen asociar las mineralizaciones de pórfidos es un indicador del contexto de formación de dichas mineralizaciones. El criterio ha sido ampliamente utilizado desde el trabajo de Lowell y Guilbert (1970), cuyo modelo es aplicable particularmente para intrusivos graníticos félsicos, cuarzomonzonitas y cuarzodioritas. Este tipo de depósitos contiene típicamente pirita, calcopirita, bornita, molibdenita y escaso oro.

En cambio, el modelo propuesto por Pirajno (1992, 2009) es el de diorita y es aplicable para depósitos asociados a intrusivos de composición diorítica o sienítica, cuya mineralización contiene pirita, magnetita, calcopirita, bornita y mayor contenido de oro que el modelo anterior.

Las intrusiones asociadas a pórfidos de tungsteno y estaño son típicamente de composición peraluminica (Misra, 2000).

3.4.3 Ambiente tectónico de formación

Pirajno (2009) clasificó los depósitos de tipo pórfido en dos grupos: los formados en márgenes convergentes de placas y los de ambiente extensional intracontinental. Los depósitos que se encuentran en *márgenes convergentes* son de composición calcialcalina, formados en arcos magmáticos por encima de la placa oceánica que subduce, ya sea arco de islas, como es el caso de las islas del suroeste del Pacífico, o arco continental, como en los Andes. Los depósitos de *ambiente extensional* generalmente son pórfidos molibdeníferos,

caracterizados por composiciones calcialcalinas de alto K y shoshoníticas, relacionados a rift, como en el Cinturón Mineral Colorado en Estados Unidos.

Anteriormente, las clasificaciones de pórfidos de Mo-(Cu) se basaban en dos ambientes de formación de los depósitos de Norteamérica, los de tipo Climax y tipo Endako. Sin embargo, debido a que los depósitos de China han tomado gran relevancia en los últimos años, Audétat y Li (2017) propusieron una nueva clasificación de este tipo de pórfidos (Tabla 3.2), ya que los formados en China pertenecen a un ambiente tectónico diferente a los norteamericanos.

Tabla 3.2 Clasificación de depósitos de tipo pórfido Mo-(Cu) según su ambiente de formación. Tomado de Audétat y Li (2017).

	Tipo Climax (relacionado a rift)	Tipo Endako (relacionado a arco)	Tipo Dabie (relacionado a colisión)
Ley de mena	>0.15% en peso Mo	<0.15% en peso Mo	~0.1% en peso Mo
Magma mineralizante	Granito tipo A rico en sílice (~ 77% en peso SiO ₂)	Cuarzomonzonita tipo I (<65% en peso SiO ₂)	Granito tipo S (~64 - 75% en peso SiO ₂)
Ambiente tectónico	Ambiente de rift y como respuesta a la relajación de la corteza después de colisión continental	Arco magmático típicamente continental, relacionado a acreción/subducción	Sin- a post-colisión continental
Características de la intrusión	Stocks/apófisis cilíndricos y pequeños; comúnmente múltiples eventos de intrusión+mineralización	Comúnmente intrusiones de composición diorítica a cuarzomonzonítica	Stocks y diques; con poco comunes múltiples eventos de mineralización
Cuerpo de mena	Directamente por encima del stock	Directamente por encima del stock	Comúnmente a 100m por encima del stock
Fuente de magmas	Corteza inferior±manto	Manto/corteza juvenil	Corteza media
Otros minerales comunes	Wolframita y casiterita	Scheelita y calcopirita	Calcopirita

3.4.4 Tonelaje

Los depósitos minerales se clasifican como pequeños, gigantes y súper gigantes según el tonelaje del cuerpo mineralizado o el tonelaje de cada metal contenido con relación a sus leyes (Cooke *et al.*, 2005). Con ello, un pórfido cuprífero puede considerarse *gigante* si contiene más de 500 millones de toneladas de reservas, con leyes entre 0.40 y 1% de Cu, o reservas mayores a mil millones de toneladas, con leyes entre 0.70 y 0.80% de Cu, o entre 0.035 y 0.40 g/t de Au (Misra, 2000). Los pórfidos que contienen menos de un millón de toneladas de cobre son *pequeños*, los de más de dos millones de toneladas de cobre o más de 100 toneladas de oro son considerados *gigantes*, y aquellos que superan los 24 millones de toneladas de cobre, con más de 1200 toneladas de oro son *súper gigantes* (Singer, 1995).

Una clasificación arbitraria para pórfidos cupríferos por ley fue propuesta por Cooke *et al.* (2005): baja ley, con menos a 0.5% de Cu, ley moderada, de 0.50 a 0.75% de Cu y ley alta, mayor a 0.75% de Cu. El contenido de oro en pórfidos también fue clasificado como subproducto si contiene una ley menor a 0.10 g/t de Au, de forma que los pórfidos tienen una ley baja cuando varía de 0.10 a 0.50 g/t de Au, ley moderada, de 0.50 a 0.75 g/t de Au y alta ley, si es mayor a 0.75 g/t de Au.

3.4.5 Otras clasificaciones

McMillan y Panteleyev (1990) establecieron una subclasificación para los pórfidos de cobre con base en la profundidad de emplazamiento de la intrusión, la cual Pirajno (1992, 2009) renombró como plutónico, volcánico y clásico (Figura 3.2).

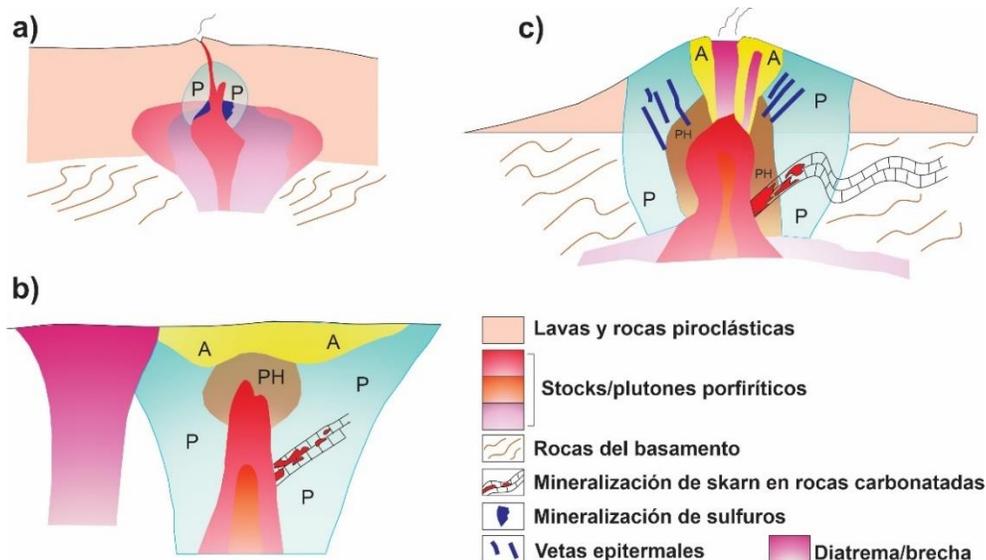


Figura 3.2. Clasificación de sistemas de pórfidos por profundidad de emplazamiento según McMillan y Panteleyev (1990). a) tipo plutónico a 5 - 6 km de profundidad; b) tipo volcánico a 0.5 - 1.5 km de profundidad; c) tipo clásico a 3 - 4 km de profundidad. Alteración P = propolítica, A = argílica, PH = filica. Tomado de Pirajno (2009).

Los pórfidos de cobre de *tipo plutónico* forman complejos batolíticos, de composición calcialcalina, que se emplazan en o cerca de rocas volcánicas comagmáticas y presentan zonas difusas de mineralización débil, asociada con stockworks y diques; en este tipo de yacimientos, las alteraciones fílica y argílica están bien desarrolladas (Figura 3.2a). Los de *tipo volcánico* se encuentran por debajo de cuerpos volcánicos de composición básica a intermedia; a su vez, esta clase se divide en calcialcalinos y alcalinos (Figura 3.2b). Finalmente, los de *tipo clásico* están asociados a intrusiones poco profundas post-orogénicas, emplazadas en forma de diatremas, brechas y diques; las alteraciones potásica, fílica y propilítica están bien desarrolladas alrededor de la intrusión (Figura 3.2c).

Robb (2005) explicó la formación de pórfidos en un ambiente de arco dividiéndolos en dos grupos, según la composición del magma: (1) pórfidos de Cu-(Mo) y Mo-(Cu), precipitados a partir de magmas graníticos de tipo I, y (2) pórfidos de W, los cuales se asocian a la cristalización de magmas graníticos tipo S. La diferencia en la mineralización se debe al tipo de protolito y a la profundidad de emplazamiento (Figura 3.3), ya que cada una de las litologías define el momento y la temperatura de ebullición del fluido hidrotermal que, a su vez, influye en el coeficiente de partición del Cu, Mo y W.

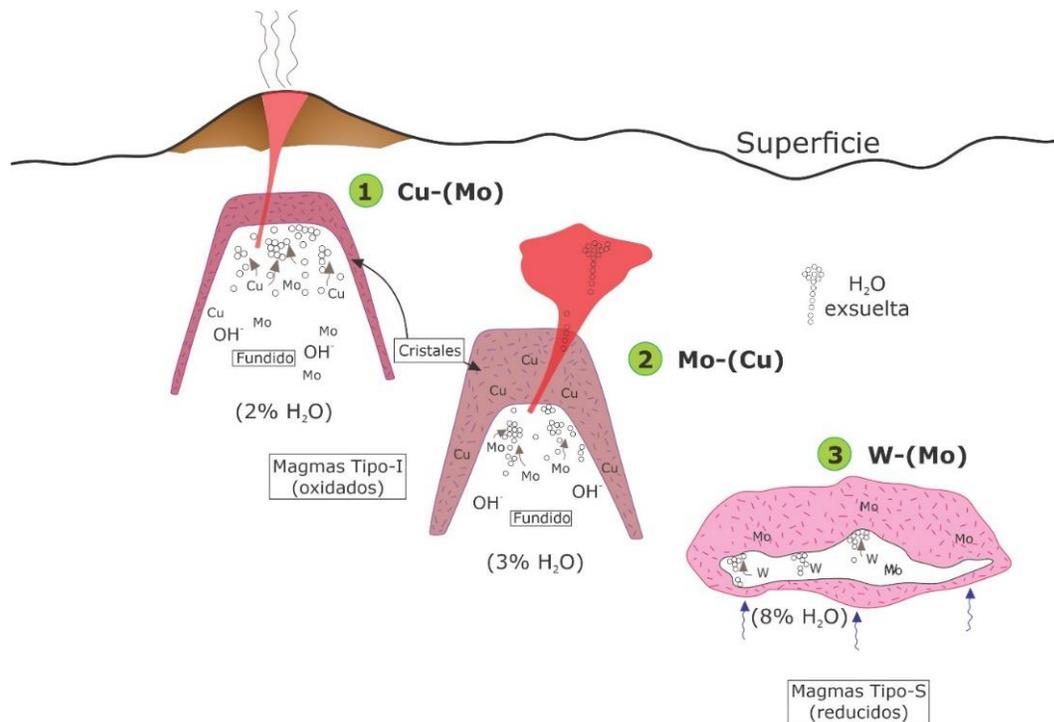


Figura 3.3. Esquemas de formación de pórfidos de Cu-(Mo), Mo-(Cu) y W en un ambiente de subducción. Tomado de Robb (2005).

3.5 Ambiente tectónico de formación

Como ya se mencionó anteriormente, los depósitos de tipo pórfido se forman en diversos contextos tectónicos. Aunque la gran mayoría de estos depósitos se encuentran asociados a márgenes convergentes activos, como arcos de islas y arcos continentales, otros ambientes de formación de estos depósitos ocurren durante la etapa tardía de colisión, en extensión post-colisional y en extensión intracontinental (Hou *et al.*, 2011). En la Figura 3.4 se muestra en planta la distribución de pórfidos por contenido metálico en diferentes ambientes tectónicos.

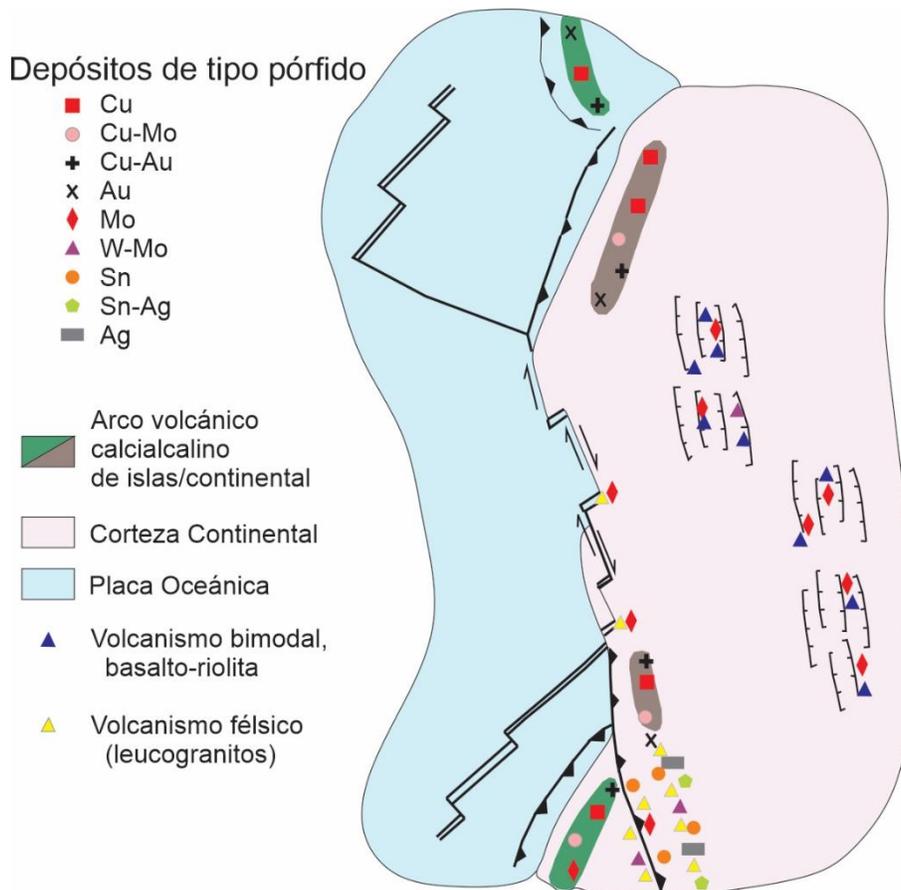


Figura 3.4. Diferentes ambientes tectónicos de los depósitos de tipo pórfido. Tomado de Sinclair (2007; antes Kirkham y Sinclair, 1996).

En márgenes convergentes activos la placa oceánica que subduce comienza a deshidratarse aproximadamente a 100 km de profundidad, liberando volátiles, metales y agua hacia la cuña del manto suprayacente (Figura 3.5). Este alto contenido en volátiles genera un estado relativamente oxidado con alto contenido de agua y azufre en dicha porción del manto. Donde ocurre fusión parcial, estos fundidos ascienden y cuando alcanzan las proximidades de la zona de transición entre el manto superior y la corteza

inferior se estancan, experimentando procesos de fusión-asimilación-almacenamiento-homogenización (MASH, por sus siglas en inglés). Cuando las condiciones son favorables, estos magmas relativamente fraccionados pueden ser canalizados a través de estructuras translitosféricas, ascendiendo a través de la corteza media y superior, fraccionándose y exsolviendo fluidos de altas temperaturas, generalmente a 5 km de profundidad en la corteza. Los pórfidos en estos ambientes se asocian a magmas calcialcalinos (Richards, 2003, 2011; Sillitoe, 2010).

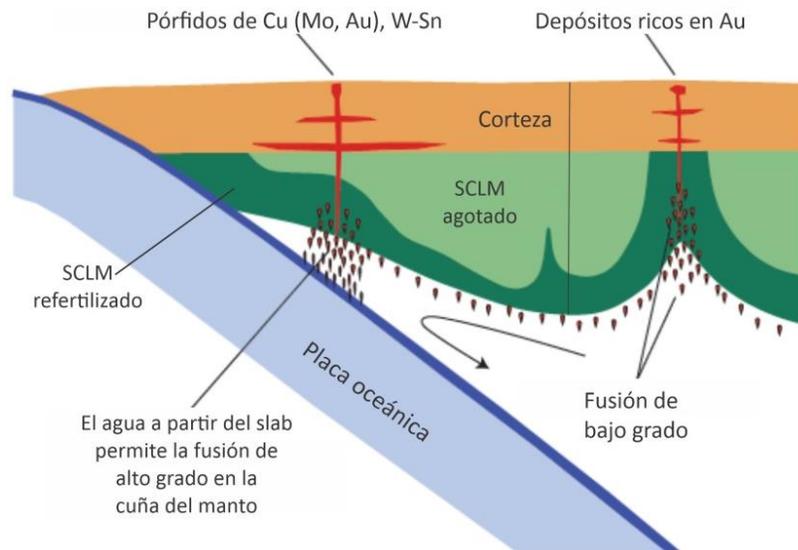


Figura 3.5. Formación de pórfidos y otros depósitos ricos en oro en margen convergente con influencia del manto litosférico subcontinental (SCLM por sus siglas en inglés). Tomado de Griffin *et al.* (2013).

Existen algunas diferencias entre los depósitos de tipo pórfido formados en arcos continentales o tipo andino y los formados en arcos de islas. Los primeros están asociados a granodioritas y cuarzomonzonitas, típicamente con Cu y Cu-Mo, mientras que los segundos se asocian a dioritas y cuarzodioritas y tienden a ser más pequeños y con mayor contenido de Au que los de tipo andino (Sawkins, 1990).

Por otro lado, en ambientes que no involucran procesos de subducción activa, de acuerdo con Hou *et al.* (2011), existen cuatro posibles escenarios para la formación de pórfidos de Cu-Mo(-Au), que se describen a continuación. En un ambiente colisional tardío ocurre un régimen transpresivo que origina fallas transcurrentes en la litósfera, lo que permite la fusión de la corteza continental inferior por descompresión (Figura 3.6a). En un régimen de extensión cortical post-colisional el ascenso de la astenósfera permite la fusión de la corteza inferior engrosada (Figura 3.6b); mientras que en un régimen de extensión cortical intracontinental, ocurre delaminación de la litósfera y ésta es reemplazada por materiales

calientes de la astenósfera, lo que permite la fusión de la corteza inferior juvenil (Figura 3.6c). Durante un régimen de extensión intracontinental ocurre la delaminación de la litósfera antigua que posteriormente se funde, estos fundidos interactúan tanto con el manto litosférico como astenosférico durante su ascenso, al mismo tiempo que hay ascenso del manto astenosférico (Figura 3.6d).

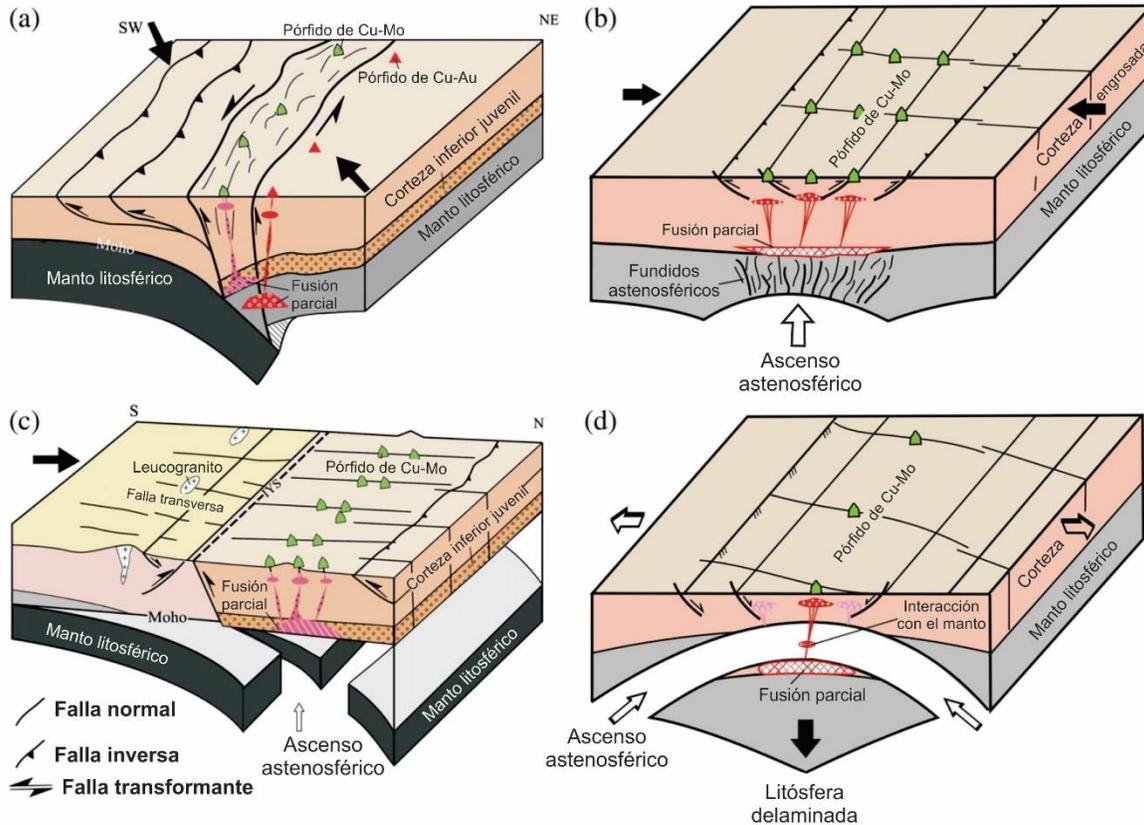


Figura 3.6. Esquemas de formación para depósitos de tipo pórfido en contexto diferente a arco de subducción. a) Fusión de la corteza continental inferior y del manto litosférico por fallas translitosféricas en un régimen transpresivo. b) Fusión de la corteza continental engrosada por el ascenso de manto astenosférico en un régimen extensional post-colisión. c) Fusión de la corteza inferior juvenil por el ascenso de manto astenosférico en un orógeno intracontinental y posterior extensión de la corteza. d) Fundidos derivados por la delaminación de la raíz litosférica (corteza continental inferior y manto) interactúan con el manto litosférico o astenosférico en un régimen extensional anorogénico. Tomado de Hou *et al.* (2011).

3.6 Mineralogía

3.6.1 Alteración hidrotermal hipogénica y zonación

La acción de los fluidos hidrotermales de origen magmático y/o meteórico que atraviesan a los intrusivos y las rocas encajonantes produce patrones de alteración y mineralización típicos de los sistemas de pórfidos. Las principales variables en los procesos de alteración

son la temperatura, presión, composición de fluidos, composición y permeabilidad de los intrusivos y de las rocas que los rodean (Pirajno, 2009). Por lo tanto, los patrones de alteración difieren entre cada depósito y no es viable establecer un único modelo para todos los tipos de pórfidos.

El modelo de alteración en depósitos de tipo pórfido más reconocido y utilizado ha sido el propuesto por Lowell y Guilbert (1970), que se basó en el sistema de pórfido San Manuel-Kalamazoo, en Arizona y otros depósitos de Norteamérica. A pesar de que ha sido ampliamente utilizado también ha tenido modificaciones debido a las observaciones en otros pórfidos cupríferos del mundo.

A continuación, se describen algunos de los modelos más reconocidos de distribución de las alteraciones hidrotermales y mineralizaciones, de acuerdo con el tipo de subclase de pórfido.

Modelo de Lowell y Guilbert

Este modelo ha sido aplicado generalmente para la exploración y caracterización de pórfidos de cobre asociados a rocas graníticas félsicas. Se diferencian cuatro principales alteraciones: potásica, fílica, argílica y propilítica (Figura 3.7) que, junto con la sódica-cálcica y clorita-sericita, se describen a continuación.

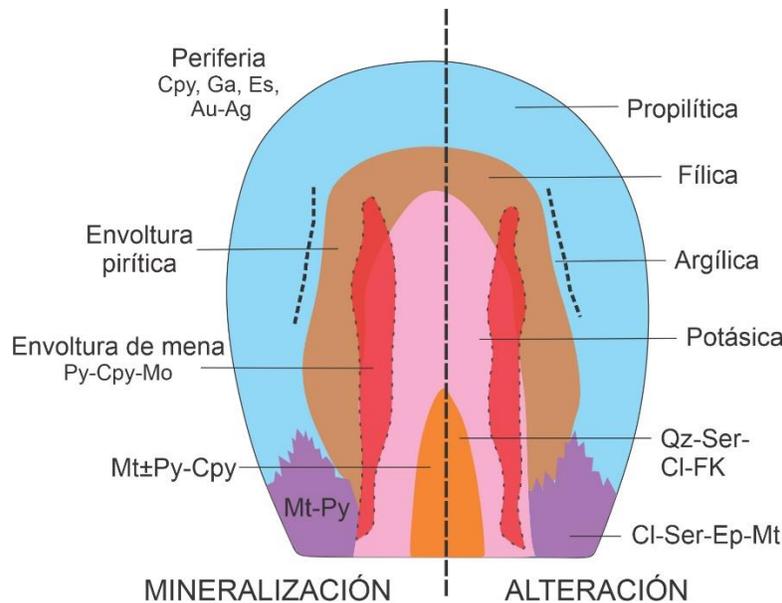


Figura 3.7. Modelo de Lowell y Guilbert (1970), típico de los pórfidos cupríferos.

Potásica: se encuentra en el centro de los depósitos. Los minerales guías son biotita y feldespatos potásicos; otros minerales son cuarzo, sericita, anhidrita, pirita, magnetita y

turmalina. El contenido de biotita incrementa cuando las intrusiones son de composición máfica, mientras que los feldespatos potásicos son más abundantes en intrusiones más félsicas. Es la zona hipogénica de mayor importancia económica, principalmente en los límites externos de esta zona, debido a la presencia de asociaciones de sulfuros como calcopirita±pirita, calcopirita±bornita, bornita±digenita±magnetita y molibdenita.

Fílica: también llamada sericítica o cuarzo-sericita-pirita (QSP, por sus siglas en inglés), se encuentra alrededor de la zona potásica, en contacto gradual, y en la parte superior de los pórfidos. No suele encontrarse en las intrusiones alcalinas. Puede conducir al remplazamiento completo de minerales alumino-silicatados por sericita y cuarzo. El hierro es lixiviado de los silicatos máficos primarios para formar pirita. La sericita predomina en el centro de la zona de alteración. Esta zona de alteración se caracteriza por la asociación cuarzo+sericita+pirita±rutilo±calcopirita. Puede o no tener importancia económica por el contenido de calcopirita+pirita+molibdenita.

Argílica: caracterizada por minerales arcillosos como illita, caolinita y montmorillonita. También contiene pirita, aunque en menor abundancia que en la zona fílica, y está acompañada por calcopirita y bornita. Ocasionalmente, esta alteración se restringe en vetas y puede estar poco desarrollada.

Propilítica: se localiza en la zona marginal del sistema, puede extenderse horizontalmente hasta algunos kilómetros. Los minerales típicos de esta zona de alteración son clorita, epidota, pirita, calcita y minerales arcillosos. No suele tener potencial económico ya que predomina la pirita, mientras que calcopirita, esfalerita y galena son escasos.

Sódica-cálcica: se encuentra en la parte profunda del sistema de pórfido, entre el intrusivo y la roca encajonante. Aunque no siempre está presente puede confundirse con la alteración propilítica. Los minerales principales en esta alteración son albita/oligoclasa, actinolita y magnetita. Otros minerales que pueden presentarse son diópsido, epidota y granate. La cantidad de sulfuros es subordinada, por lo que no tiene potencial económico.

Clorítica-sericítica: la illita y hematita son otros minerales típicos. Se encuentra en la zona superior del pórfido, por encima o sobrepuesta en la alteración potásica, y es más común en los pórfidos ricos en oro. Otros minerales que pueden presentarse son martita, especularita, carbonato, epidota y esmectita. Puede contribuir a la producción de cobre por su contenido de pirita y calcopirita.

Modelo de Diorita

Este modelo incluye a los pórfidos de composición diorítica o sienítica generalmente ricos en Au y que se forman en arco de islas (Pirajno, 1992; 2009). La zonación puede estar poco

definida, ya que la zona de alteración fílica está pobremente desarrollada o ausente, mientras que las zonas propilítica y potásica están más desarrolladas (Figura 3.8).

A diferencia del modelo de Lowell y Guilbert, en la alteración interna potásica los feldespatos potásicos pueden estar ausentes, contiene biotita y clorita, la cual aparece en lugar de sericita, y albita en lugar de ortoclasa. La asociación de la alteración externa propilítica es clorita-epidota-albita-carbonato.

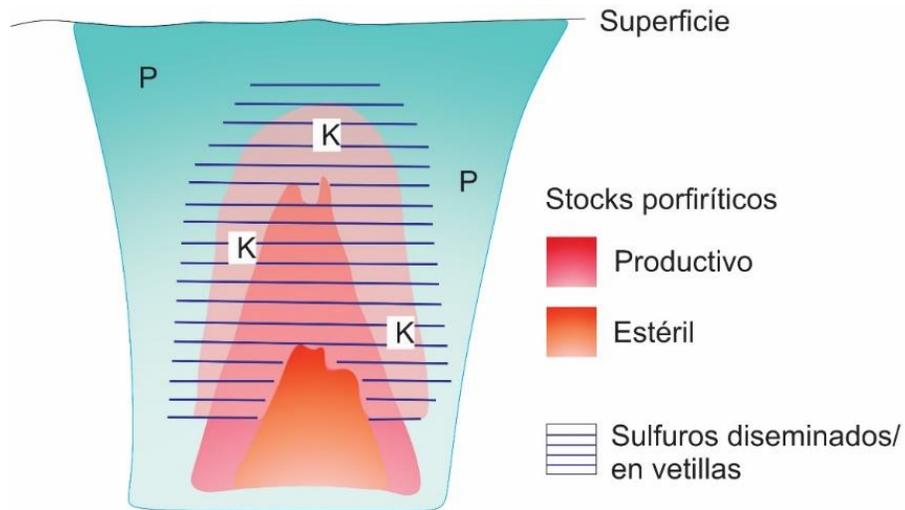


Figura 3.8. Esquema de modelo de diorita. Alteración P = propilítica, K = potásica Tomado de Pirajno (1992).

La mineralización de sulfuros ocurre mayormente en forma diseminada y, en menor medida, en vetillas. La relación entre calcopirita y pirita es muy cercana a uno y la relación entre calcopirita y bornita es menor o igual a dos, por lo que estos pórfidos suelen tener leyes mayores de cobre. La magnetita es un mineral común en este tipo de pórfidos (Laznicka, 2006; Pirajno, 1992; 2009).

Modelo Tipo Climax

Este modelo está basado en una de las dos clasificaciones de pórfidos de molibdeno (Sawkins, 1990; Audétat y Li, 2017). Se asocia en tiempo y espacio a granitos alcalinos de un ambiente de transición entre la disminución de la convergencia y el inicio del rifting en zona de trasarco. Son depósitos enriquecidos en W, Sn, U, Nb y Ta. La mineralización se encuentra por encima o dentro de las porciones más altas de las intrusiones. Las alteraciones hidrotermales típicas de este modelo (Figura 3.9), se describen a continuación:

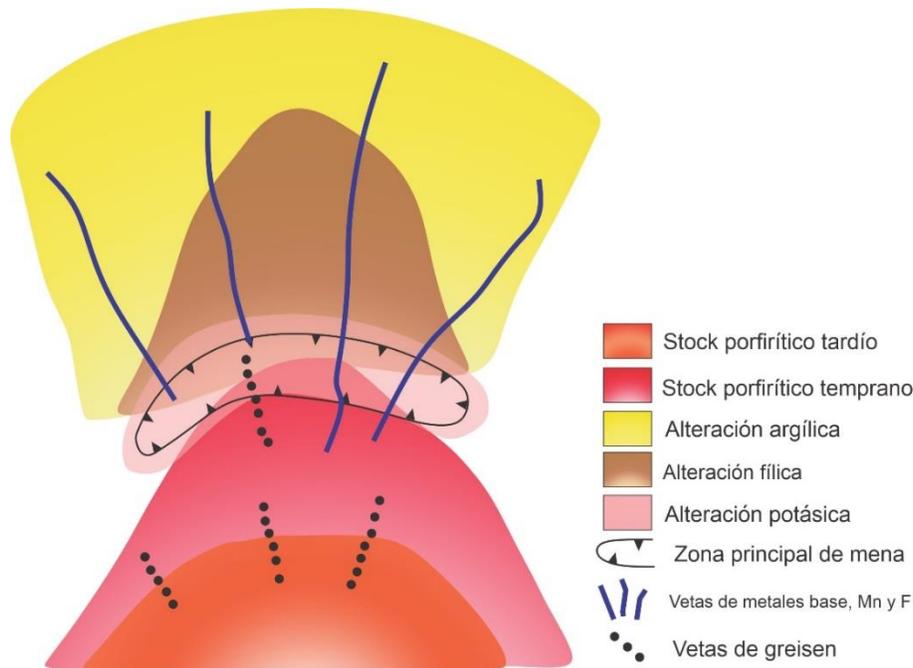


Figura 3.9. Esquema de modelo tipo Climax para pórfidos de Mo. Tomado de Pirajno (2009).

Potásica: está caracterizada por el reemplazamiento de plagioclasas por feldespatos potásicos, pero con menor contenido de biotita hidrotermal. También se presentan vetillas de feldespato potásico. En la mayoría de los depósitos la molibdenita se forma antes, durante y después de esta alteración.

Fílica: zona caracterizada por su forma de campana por encima de los stocks, presenta sericitización de feldespatos potásicos y plagioclasas. La textura original de las rocas encajonantes no es distinguible.

Argílica: se distingue por la alteración de plagioclasas a minerales arcillosos como montmorillonita, sericita y caolinita, siendo ésta la más abundante, mientras que los feldespatos potásicos permanecen relativamente inalterados. La biotita está reemplazada por sericita, rutilo, pirita, carbonato y fluorita.

Propilitica: contiene clorita y epidota, también puede contener calcita, minerales arcillosos y sericita. La clorita es un producto de la alteración de la biotita.

Otras alteraciones que se pueden encontrar en los pórfidos de molibdeno son la zona de vetas de sílice, silícica pervasiva, zona de magnetita y topacio, zona de greisen (cuarzo-moscovita-topacio) y zona de granate (Misra, 2000).

La molibdenita se encuentra en vetillas de cuarzo con sericita, pirita y fluorita. A mayor profundidad, la molibdenita se presenta en las paredes de las vetillas que contienen cuarzo±fluorita, en vetas con feldespato potásico+fluorita±cuarzo±biotita que también pueden contener magnetita, topacio, rutilo, feldespato sódico, granate, wolframita, ilmenorutilo y moscovita (Sawkins, 1990; Misra, 2000; Ludington y Plumlee, 2009).

Modelo Tipo Endako

Esta subclasificación también se conoce como pórfidos de molibdeno relacionados a arcos. La composición de las intrusiones varía entre cuarzdiorita, granodiorita y cuarzomonzonita. Estos pórfidos de contienen una proporción mayor de W:Mo y menor de Re:Mo en comparación con pórfidos de cobre de intrusiones con composiciones similares (Misra, 2000).

Las zonas de alteración hidrotermal suelen ser parecidas a las presentes en pórfidos cupríferos (Figura 3.10). En el centro del sistema se encuentra la alteración potásica que contiene feldespatos potásicos, biotita, cuarzo y anhidrita. La alteración fílica se encuentra en las zonas adyacentes a la zona potásica contiene incluye cuarzo, sericita, pirita y, en menor medida, carbonato, magnetita y clorita. Rodeando a las zonas anteriores se presenta la alteración propilitica, con clorita, epidota, carbonatos y cuarzo. La alteración argílica contiene minerales arcillosos que pueden enmascarar las otras zonas de alteración (Taylor *et al.*, 2012).

Las mayores concentraciones de molibdenita se encuentran en el límite entre las zonas fílica y potásica, así como en la parte interna de esta última (Misra, 2000).

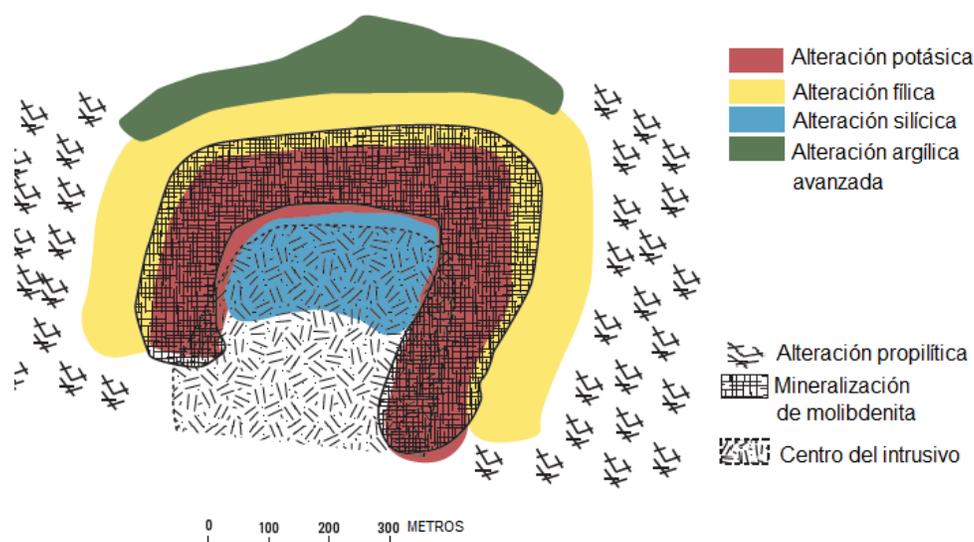


Figura 3.10. Esquema de pórfido de molibdeno relacionado a arco. Tomado de Taylor *et al.* (2012).

Pórfidos de estaño-plata

Este modelo pertenece al grupo de pórfidos de márgenes convergentes (Pirajno 2009). Contiene mineralización en diseminaciones, vetillas en stockwork y en relleno de brechas (Figura 3.11). La mineralización de casiterita (SnO_2) está asociada con alteración fílica. Contiene vetas con plomo+zinc+plata y bario en la periferia del stockwork. La alteración potásica no se identifica, aunque puede presentarse a mayor profundidad (Edwards y Atkinson 1986; Misra 2000).

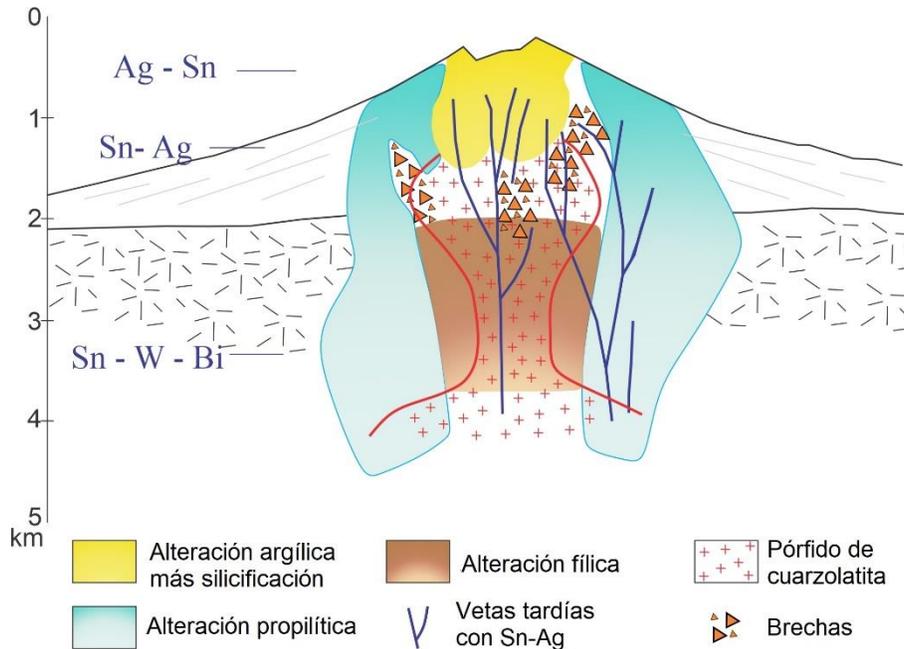


Figura 3.11. Esquema idealizado de pórfido de estaño en la provincia de estaño boliviana. Tomado de Sillitoe *et al.* (1975).

3.6.2 Alteración supergénica

Los pórfidos cupríferos son particularmente reconocidos por presentar enriquecimiento supergénico, que consiste en la formación y concentración de óxidos y sulfuros de cobre con leyes más altas que en la mineralización hipogénica, con espesores de decenas hasta cientos de metros, lo que resulta en un gran interés para la minería. Dicho enriquecimiento se forma en niveles superficiales, a partir de procesos de meteorización que modifican las condiciones químicas de la roca encajonante, alterando la mineralogía contenida (Figura 3.12) (Chávez, 2000; Robb, 2005; Sillitoe, 2005).

Las aguas meteóricas oxidantes se infiltran en la roca y los metales y el azufre son removidos, siendo la pirita la principal fuente para formar soluciones ácidas con iones de hidrógeno, metales y sulfatos, que son componentes involucrados con la movilización de

cobre (Chávez, 2000). Si la lixiviación no es tan intensa se forma una capa donde ocurre un enriquecimiento superficial de hierro residual en forma de hematita o goethita/"limonita" donde, además, se encuentran sulfuros parcialmente destruidos; esta capa se conoce como gossan (Robb, 2005).

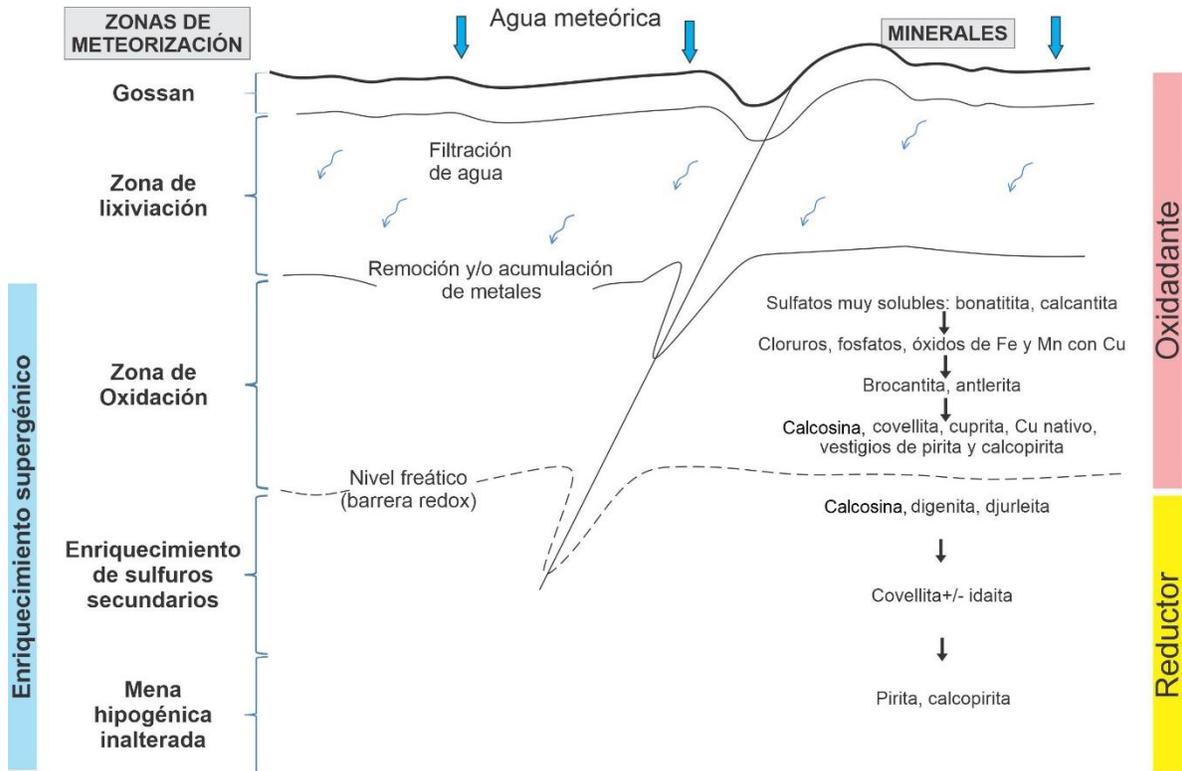


Figura 3.12. Sección esquemática de un perfil de ambiente de meteorización en un depósito de cobre. Tomado de Chávez (2000) y Robb (2005).

La zona de oxidación, a su vez, presenta zonación vertical. En la parte superior se encuentran sulfatos muy solubles como calcantita, y continúan cloruros, fosfatos y sulfatos como brocantita, y en los niveles más profundos covellita, cuprita, cobre nativo y remanentes de piritita y calcopiritita (Chávez, 2000). Las soluciones ácidas que siguen percolando hacia niveles más profundos en la roca van atrapando el cobre de los minerales presentes hasta llegar al nivel freático. Es allí donde se encuentran con condiciones reductoras y un pH más alto, lo que permite la precipitación de cobre en forma de sulfuros como calcosina, digenita y djurleita (Chávez, 2000; Sillitoe, 2005).

La formación y desarrollo de las capas de lixiviación, oxidación y enriquecimiento supergénico está en función de diversos factores internos y externos del sistema de pórfido cuprífero, tales como (1) la roca fuente y su mineralogía de mena y ganga, que intervienen en la producción o neutralización de soluciones ácidas, (2) la densidad de fracturamiento de la roca encajonante, (3) la profundidad y fluctuación del nivel freático, (4) el levantamiento

tectónico o isostático de la superficie y (5) las condiciones locales de meteorización (Lichter y Biino, 1992; Chávez, 2000; Sillitoe, 2005).

Los pórfidos de molibdeno no suelen formar un enriquecimiento supergénico como los pórfidos cupríferos debido a la baja reactividad de la molibdenita, lo que mantiene constante el contenido de Mo en el depósito. A diferencia de los sulfuros de Cu, la molibdenita libera Mo bajo condiciones neutras o alcalinas y en depósitos donde el contenido de pirita es bajo. Los minerales formados por la oxidación de molibdenita son molibdita (MoO_3), ilsemannita [$\text{Mo}_3\text{O}_8 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$] y ferrimolibdita [$\text{Fe}_2(\text{MoO}_4)_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$]. Si las condiciones lo permiten, el Mo precipita como molibdenita secundaria, jordisita (MoS_2) y ferrimolibdita en el nivel freático, acompañados de otros minerales secundarios como hematita, "limonita" y jarosita (Taylor *et al.*, 2012). Los espesores de la zona supergénica en pórfidos de molibdeno son delgados en comparación a los formados en pórfidos cupríferos y varían de 50 cm a 30 m de espesor. Los minerales formados a partir de la oxidación de la molibdenita pueden ser dispersados por erosión, lo que resulta en anomalías geoquímicas en sedimentos alejados del cuerpo mineralizado (LeAnderson *et al.*, 1987; Taylor *et al.*, 2012).

En los depósitos de estaño y tungsteno, el enriquecimiento supergénico es ausente, debido a que ambos elementos son muy poco móviles. La casiterita (SnO_2), wolframita [$(\text{Fe}, \text{Mn})\text{WO}_4$] y scheelita (CaWO_4) son insolubles en la zona de oxidación (Misra, 2000).

3.7 Modelo genético

Los modelos anteriormente mencionados describen la distribución espacial de las zonas de alteración, que incluyen minerales de mena y ganga. Estos modelos no han variado significativamente desde la segunda mitad del siglo pasado, sin embargo, los modelos de formación de los sistemas de pórfido han variado con el tiempo, debido a los avances en el conocimiento geoquímico, geológico y tectónico.

Los magmas formadores de depósitos magmático-hidrotermales requieren tres características iniciales muy importantes: deben estar oxidados, contener azufre mayormente en forma de sulfato (Sun *et al.*, 2015) y contener altos valores de agua (>4% en peso) (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010). Por su parte, Robb (2005) mencionó que el contenido original de agua en el magma probablemente es menor cuando se trata de un pórfido de Cu-(Mo) que de un pórfido de Mo-(Cu).

La adición de magmas máficos hacia magmas félsicos en enfriamiento resulta importante para la formación de depósitos de tipo pórfido, ya que los primeros pueden contribuir con volátiles y metales, además de provocar vetilleo y brechamiento en plutones (Sinclair, 2007). Igualmente, en el caso de pórfidos en ambientes intracontinentales parece evidente la

mezcla de magmas máficos derivados de la fusión del manto enriquecido con magmas félsicos generados por la fusión de la corteza inferior (Zhou *et al.*, 2015). Además de los procesos externos que afectan a los magmas parentales, existen procesos químicos y físicos internos, como advección y difusión de metales, que permiten el enriquecimiento metálico en el sistema, previo a la circulación hidrotermal (Vigneresse, 2019).

Una vez que el magma está emplazado en niveles someros de la corteza –i.e., por encima de la cámara magmática parental a ca. 5 km de profundidad–, se libera inicialmente un líquido monofásico de baja salinidad (2–10% en peso equiv NaCl) que durante su ascenso por el stock baja su temperatura y se descomprime, lo que produce dos fases (Figura 3.13): una fracción pequeña de líquido hipersalino y una fracción mayor de vapor de baja densidad. La primera fase está enriquecida en cloruros de Na, K y Fe, en la que Zn, Pb, Mn y Mo tienden a fraccionarse. La fase de vapor contiene volátiles ácidos como SO₂, H₂S, CO₂ y HCl, los dos primeros (ligandos de S volátiles) son los principales agentes de transporte de Cu y Au (Sillitoe, 2010).

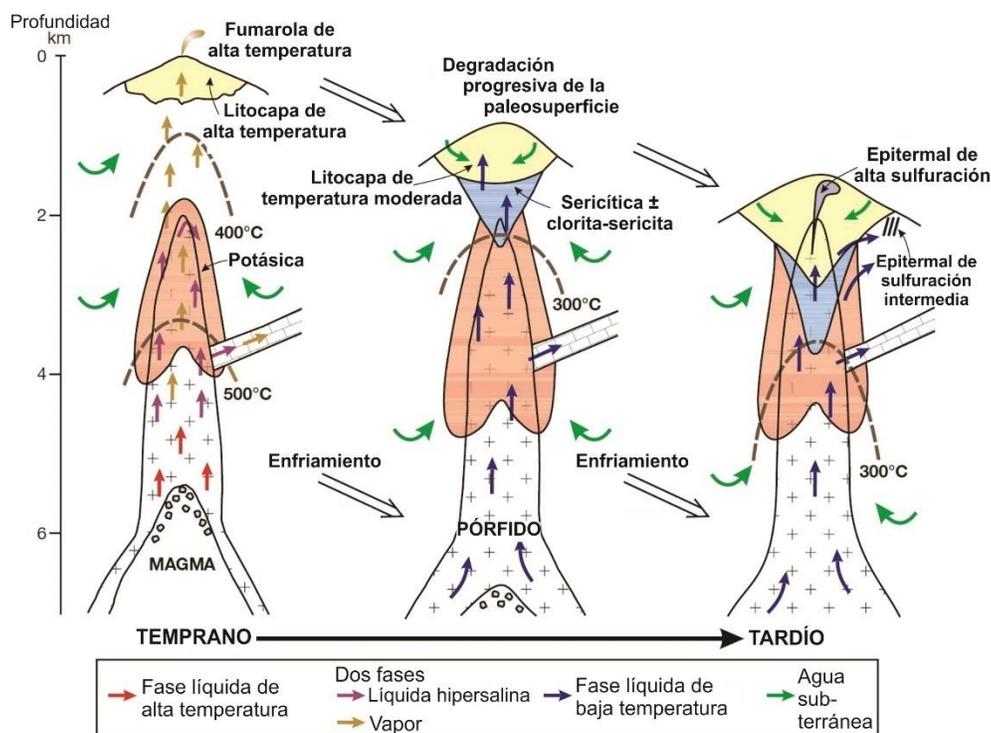


Figura 3.13. Modelo esquemático de formación y evolución de un depósito de tipo pórfido cuprífero. Tomado de Sillitoe (2010).

La fracción líquida hipersalina y la de vapor coexistentes en el sistema generan las primeras etapas de la alteración potásica y la primera mineralización de Cu±Au en condiciones litostáticas. El vapor que se separa del líquido hipersalino a menor profundidad asciende hacia la paleosuperficie y forma la alteración argílica avanzada. Durante la

alteración potásica las aguas externas (meteóricas y connatas) se calientan y aportan CO₂ y S formando la alteración propilítica periférica (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010).

Conforme el sistema se va enfriando, durante una etapa intermedia ocurre la sobresaturación de fluidos acuosos y el cambio de presión litostática a hidrostática, fracturando la roca y permitiendo el paso de los fluidos a través de los nuevos espacios formados. Debido a la disminución del flujo de calor y de fluidos acuosos, el líquido monofásico se exsuelve más lentamente a partir del magma, esta fase puede remover Cu y Au y es la principal responsable de la alteración fílica y clorita-sericita (Figura 3.13).

La ubicación del cuerpo mineralizado en los pórfidos depende en gran parte del grado de cristalización del magma y del tiempo en que los magmas se saturan de H₂O. Por lo que, si la parte superior de la cámara magmática no ha cristalizado completamente los fluidos se dirigen hacia la roca encajonante, causando la alteración de ésta. En cambio, si la cámara magmática ha cristalizado completamente, los fluidos pueden alterar la parte superior de la intrusión y no únicamente a la roca encajonante (Wu *et al.*, 2019).

3.8 Relación con otros depósitos

Los depósitos epitermales tienen una clara relación con los sistemas de pórfidos, particularmente los de alta e intermedia sulfuración (Figura 3.14), aunque no siempre se forman juntos (Sillitoe, 2010). Los depósitos epitermales de alta e intermedia sulfuración ricos en Au tienen una estrecha relación con pórfidos de Cu-Au en ambientes de arco magmático de subducción y de trasarco, mientras que algunos epitermales de sulfuración intermedia de Ag-Au o Ag-Pb-Zn se forman en los flancos de pórfidos de Mo en cinturones orogénicos post-colisionales (Wang *et al.*, 2014). Los depósitos epitermales de baja sulfuración de metales preciosos no parecen estar vinculados con los depósitos de pórfido (Sinclair, 2007).

Los sistemas de pórfido de Cu±Au±Mo suelen albergar otro tipo de depósitos influenciados por el tipo de roca que los contienen, en especial rocas carbonatadas reactivas, que permiten la formación de skarns de Cu-Au proximales. Más alejado de la intrusión se pueden formar ocasionalmente skarns de Zn-Pb y/o Au distales, así como depósitos de reemplazo de carbonato de Cu y/o Zn-Pb-Ag ± Au, y en ubicaciones aún más periféricas se pueden encontrar depósitos de Au alojados en sedimentos (Seedorff *et al.*, 2005; Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

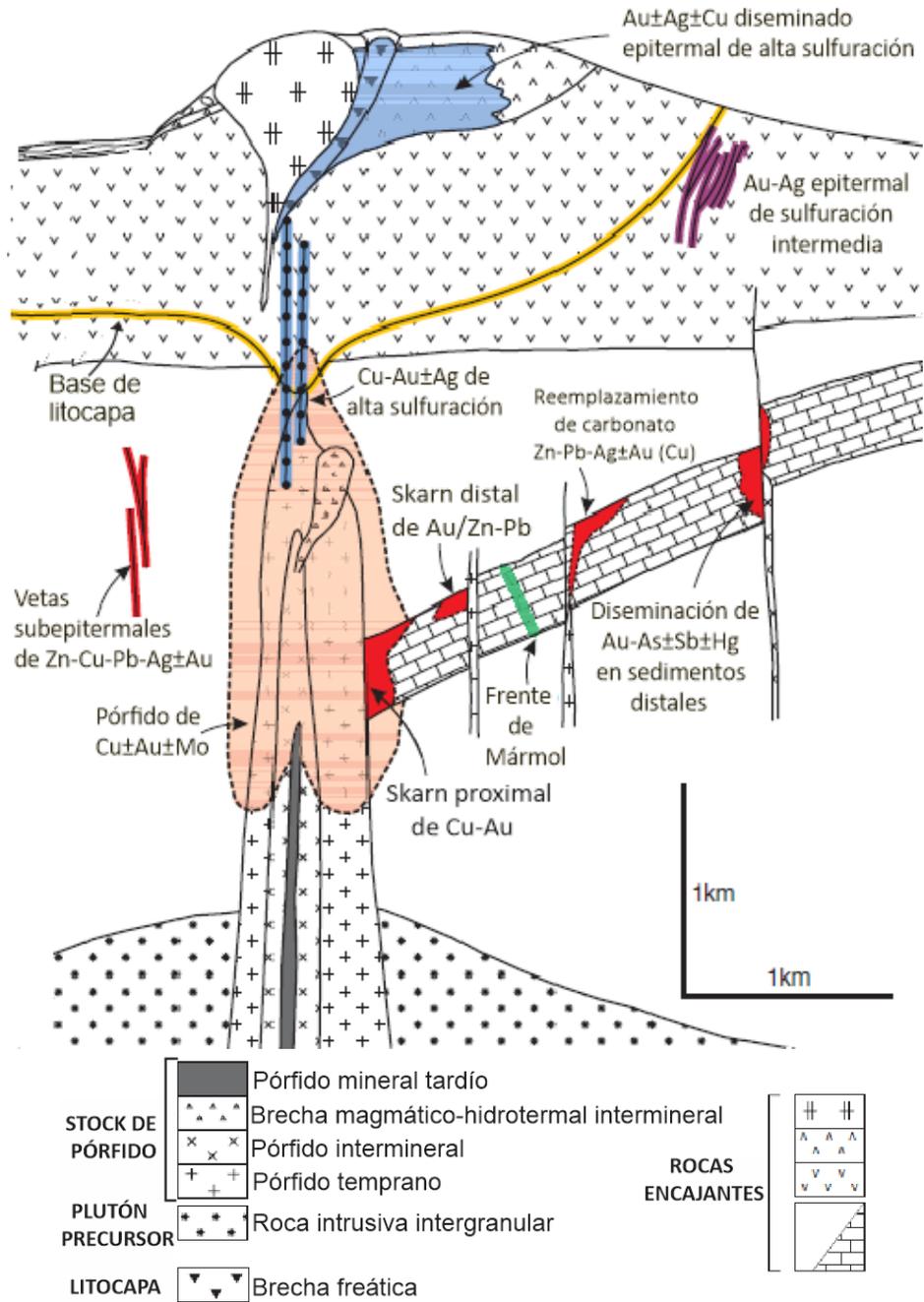


Figura 3.14. Esquema de un sistema pórfido-skarn-epitermal. Tomado de Sillitoe (2010).

4. OCURRENCIA DE ELEMENTOS DEL GRUPO DEL PLATINO EN PÓRFIDOS CUPRÍFEROS

Los elementos del grupo del Platino (EGP) son metales de transición que se encuentran en el Grupo VIII B y periodos 5 y 6 de la tabla periódica, incluyen Platino (Pt), Paladio (Pd), Rodio (Rh), Rutenio (Ru), Iridio (Ir) y Osmio (Os), se caracterizan por tener propiedades químicas y físicas similares y tienen alto valor económico por sus diversas aplicaciones industriales (Zientek *et al.*, 2017).

Los depósitos minerales de EGP se suelen agrupar en cuatro tipos distintos según su formación: ortomagmáticos (o magmáticos), hidrotermales, sedimentarios y placeres. Los depósitos de mayor importancia económica a nivel mundial son los ortomagmáticos, los cuales están asociados a rocas máficas y ultramáficas (Mungall y Naldrett, 2008; Zientek *et al.*, 2017). Sin embargo, a nivel mundial, se han documentado algunos depósitos de tipo pórfido que contienen valores significativos de EGP, particularmente de Pd y Pt, desde decenas de ppb hasta 3 ppm en muestras de roca y en concentrados de sulfuros, lo que resulta ser un potencial para la extracción de estos metales como subproductos. Entre los depósitos más destacados se encuentran Elatsite (Bulgaria), Majdanpek (Serbia), Skouries (Grecia), Santo Tomas II (Filipinas) y Mamut (Malasia) (Tabla 4.1), que corresponden a rocas de composiciones alcalinas, calcicalcálicas y calcialcálicas de alto K de diferentes ambientes tectónicos como arcos de islas intraoceánicos, arcos continentales y post-colisión (Tarkian y Stribrny, 1999; Tarkian *et al.*, 2003; McFall *et al.*, 2018; González-Jiménez *et al.*, 2021).

Los EGP en pórfidos cupríferos se presentan en forma de telururos como merenskyita (PdTe_2), moncheita (PtTe_2) y kotulskita (PdTe), bismuturos como sobolevskita (PdBi) y michenerita [$(\text{Pd,Pt})\text{BiTe}$] y arseniuros como palladoarseniuro (Pd_2As) y sperrylita (PtAs_2), generalmente en los límites de grano o como inclusiones en bornita y calcopirita de la asociación cuarzo-magnetita-bornita-calcopirita en la alteración potásica y/o pirita-calcopirita en la alteración propilítica (Tarkian *et al.*, 2003; Economou-Eliopoulos, 2005, 2010; McFall *et al.*, 2018; González-Jiménez *et al.*, 2021). Estas relaciones texturales demuestran la estrecha relación entre los minerales de cobre y los metales preciosos durante las etapas más tempranas de alteración hipogénica y mineralización de los pórfidos cupríferos (Economou-Eliopoulos, 2005, 2010; McFall *et al.*, 2018).

Tabla 4.1 Características generales de pórfidos con enriquecimiento de EGP y concentraciones en roca total de Pd y Pt en ppb. Id = límite de detección; CB = Columbia Británica. Modificado de McFall *et al.* (2018).

Depósito	Área	Tipo	Composición	Rocas encajonantes	Pd	Pt
ElatSITE	Bulgaria	Cu-Au	Alcalino	Monzonita	2-3440	<Id-349
Medet	Bulgaria	Cu-Au	Calcicalcino	Granodiorita	7-50	<Id-26
Skouries	Grecia	Cu-Au	Shoshonítico	Monzonita-sienita	<Id-610	<Id-150
Erdenetuin-Obo	Mongolia	Cu-Mo	Calcicalcino	Diorita-granito	7-23	<Id-32
Santo Tomas II	Filipinas	Cu-Au	Calcicalcino	Cuarzodiorita	22-160	11-38
Kalmakyr	Uzbekistán	Cu-Au	Calcicalcino de alto K	Monzonita	2-292	<Id-11
Sota	Rusia	Cu-Mo	Calcicalcino de alto K	Monzodiorita-diorita-sienita	9-18	<Id
Aksug	Rusia	Cu-Mo	Calcicalcino	Diorita-tonalita	9-31	17-34
Zhireken	Rusia	Cu-Mo	Calcicalcino de alto K	Diorita-granodiorita	11-26	21-37
Galore Creek	CB	Cu-Au	Alcalino	Traquitas y sienitas	103-1581	15-107
Lorraine	CB	Cu-Au	Alcalino	Monzonitas y sienitas	19	11
Mt Milligani	CB	Cu-Au	Alcalino	Monzonitas y sienitas	51-6312	17-111
Mt Polley	CB	Cu-Au-Ag	Alcalino	Monzonita y monzodiorita	23-320	7-33
Island Copper	CB	Cu-Au	Alcalino	Monzonita	63-320	31-38

Particularmente, la movilidad de Pd y Pt en ambientes de pórfidos se ha sugerido que ocurre mediante fluidos hidrotermales a 300°C (hasta 450°C) como complejos clorurados únicamente bajo condiciones altamente oxidantes o altamente ácidas (pH menor a ca. 2), mientras que en fluidos acuosos ácidos-neutros en condiciones reducidas y ricos en azufre pueden ser transportados como complejos de bisulfuro (Hanley, 2005; Zientek *et al.*, 2017). Además, los pórfidos de Cu-Au de Elatsite (Bulgaria), Skouries (Grecia) y Santo Tomas II (Filipinas) contienen minerales de EGP-Bi-Te, lo que sugiere que los semimetales Bi y Te podrían tener un papel importante como colectores de EGP en los fluidos hidrotermales. Por lo tanto, McFall *et al.* (2018) y González-Jiménez *et al.* (2021) sugirieron que un fundido inmisible rico en Bi-Te o en Te podría ser un componente importante para la formación de pórfidos cupríferos con enriquecimiento de EGP.

Los factores críticos que controlan el enriquecimiento de EGP en pórfidos cupríferos siguen siendo objeto de estudio, sin embargo, los factores podrían estar asociados con: (1) la composición de magmas parentales, por contribución de un manto enriquecido (como lo reflejan los contenidos elevados de Cr, Co, Ni y Re) y de la corteza continental profunda; (2) magmas oxidados y alcalinos o calcialcalinos, debido a que la naturaleza oxidada de estos magmas inhibe el fraccionamiento de los sulfuros, lo que permite que los metales preciosos permanezcan en los magmas para, posteriormente, ser transportados por fluidos magmático-hidrotermales y precipitados en sistemas tipo pórfido; y (3) el grado de evolución del sistema mineralizado, que está reflejado en las relaciones mucho más altas de Pd/Pt en pórfidos cupríferos en comparación con los depósitos de sulfuros magmáticos y los pórfidos con bajos contenidos de EGP (Economou-Eliopoulos, 2005, 2010; Eliopoulos *et al.*, 2014; Economou-Eliopoulos *et al.*, 2017).

5. MARCO GEOLÓGICO

5.1 Síntesis de la geología regional mexicana relacionada a los depósitos de tipo pórfido.

México está formado por un grupo de terrenos tectonoestratigráficos con diferentes afinidades paleogeográficas que se ensamblaron entre el Paleozoico y el Mesozoico (Figura 5.1). Desde entonces, la evolución tectónica mesozoica de México estuvo dominada por dos principales eventos regionales: (1) la subducción casi continua en el margen Pacífico desde el Jurásico hasta la actualidad, con intervalos de contracción y extensión de la corteza continental; y (2) la apertura del Golfo de México, desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior, con el desarrollo de extensión, fallamiento lateral y adelgazamiento cortical (Camprubí, 2009, 2013; Centeno-García, 2017). Los diversos procesos tectonomagmáticos derivados de ambos eventos permitieron la distribución en tiempo y espacio de una amplia gama de depósitos minerales. Entre ellos destacan los de origen magmático-hidrotermal y, dentro de este grupo, los de tipo pórfido que, después de los epitermales, son los más abundantes en México (Camprubí, 2009, 2013).

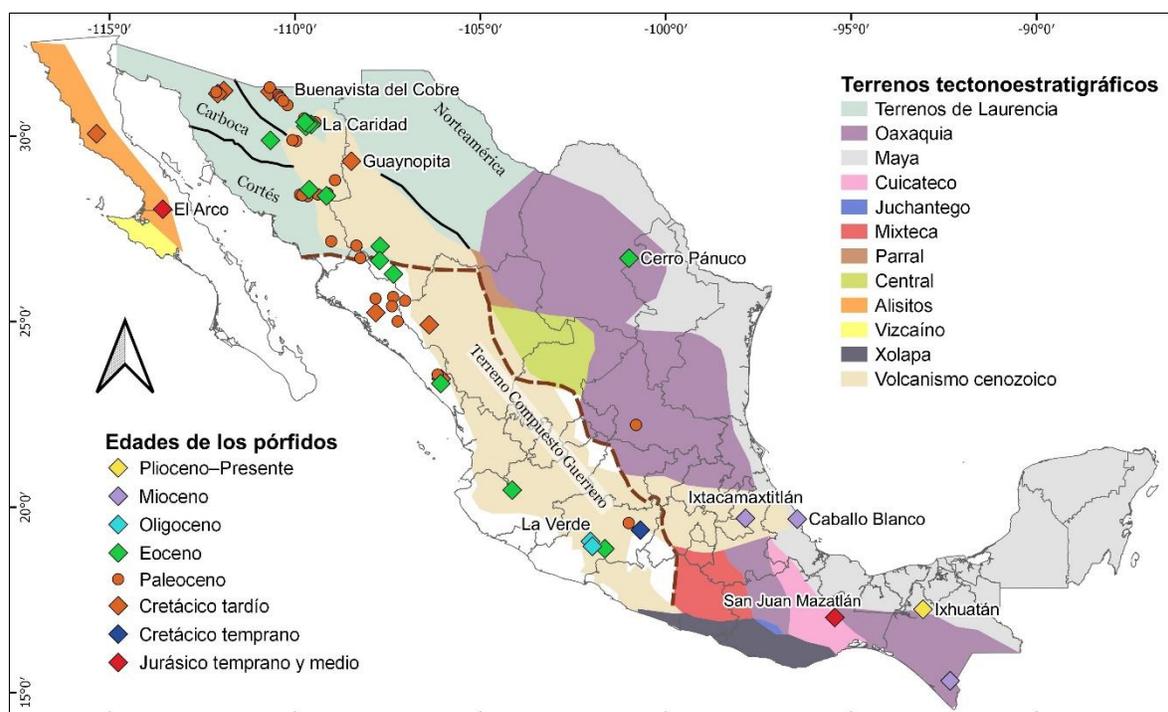


Figura 5.1. Distribución espacio-temporal de los depósitos de tipo pórfido registrados en México. La configuración de los terrenos tectonoestratigráficos que conforman a México se muestra como referencia. Lista de pórfidos cupríferos en Anexo 1. A partir de Valencia-Moreno *et al.* (2006, 2007), Singer (2008), Camprubí (2013) y Centeno-García (2017).

Entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior el magmatismo tuvo diferentes afinidades tectónicas, predominantemente extensional, tanto en el occidente como en el

oriente de México (Centeno-García, 2017), por lo que dominaron depósitos de tipo sedex, VMS y yacimientos ortomagmáticos en complejos máficos y ultramáficos, mientras que los pórfidos de cobre fueron escasos, como lo son San Juan Mazatlán en Oaxaca (190.6 Ma; Damon *et al.*, 1983) y El Arco en Baja California (164.1 Ma; Valencia, 2006). Ambos depósitos son los pórfidos cupríferos más antiguos hallados en México.

Entre el Aptiano medio y el Cenomaniano medio hubo un cambio en el régimen tectónico del territorio, de extensional a compresivo y que dio inicio al desarrollo del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). A partir del Cenomaniano el acortamiento continental estuvo acompañado de magmatismo de subducción y representa la época más importante para la formación de pórfidos cupríferos, que se distribuyen en un cinturón NW-SE paralelo al margen Pacífico, con un pico de productividad entre 75 y 50 Ma (Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007, 2017). A este cinturón magmático Centeno-García (2017) propuso llamarlo Arco Tarahumara, mientras que Valencia-Moreno *et al.* (2021) lo nombraron Arco Magmático Mexicano del Cretácico-Eoceno (CEMMA, por sus siglas en inglés). Los pórfidos cupríferos más grandes de este cinturón se concentraron en el noroeste de México, en Sonora y Sinaloa, con mineralización principal de Cu-Mo, entre los que destacan Buenavista del Cobre y Milpillas, ambos en Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007, 2017).

Desde finales del Cretácico Superior los eventos magmáticos y de acortamiento cortical migraron hacia el oriente del territorio mexicano por un incremento en la tasa de convergencia de la Placa Farallón y la consecuente disminución del ángulo de subducción (Fitz-Díaz *et al.*, 2018). Aun cuando el frente magmático migraba continuaron formándose depósitos magmático-hidrotermales en las porciones cercanas a la trinchera, como los pórfidos cupríferos La Caridad (54 Ma) y Pilares (53.6 Ma) en Sonora (Barra *et al.*, 2005; Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007; Camprubí, 2009, 2013). El magmatismo continental con afinidad de subducción se extendió con un máximo de 1000 km hacia el oriente de la paleotrinchera durante el Eoceno medio-tardío, que alcanzó secuencias carbonatadas asociadas al margen pasivo del Golfo de México, lo que permitió la formación de skarns y escasos pórfidos cupríferos como Pánuco (Chávez-Cabello, 2005; Camprubí, 2009, 2013).

Durante el límite entre el Eoceno-Oligoceno comenzó a disminuir la tasa de convergencia de la placa Farallón, lo que provocó un aumento gradual en el ángulo de subducción y el subsecuente cambio a un régimen extensional desde el Oligoceno hasta el Mioceno temprano, cuando se formó el Supergrupo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental. Durante este periodo se formaron algunos pórfidos cupríferos de menor tamaño que los formados en el noroeste de México, como La Verde y San Isidro en Michoacán (Damon *et al.*, 1983; Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007).

Desde el Eoceno tardío al Reciente, se ha formado en el oriente de México la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM), descrita como un cinturón discontinuo de rocas alcalinas intrusivas y volcánicas paralelo a la costa del Golfo de México, que se extiende desde el norte de Coahuila hasta Chiapas y cuyas edades disminuyen hacia el sur (Viera Décida *et al.*, 2009; Camprubí, 2009, 2013). Algunos pórfidos cupríferos podrían incluirse dentro de esta provincia, como es el caso de Ixhuatán en Chiapas, que es el pórfido más joven registrado en México (2.8 Ma; Camprubí 2009, 2013).

Como resultado de la migración gradual en sentido antihorario de los arcos magmáticos del occidente y sur de México, comenzó a desarrollarse la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en el Mioceno temprano-medio (Gómez-Tuena *et al.*, 2018). Esta provincia contiene depósitos magmático-hidrotermales en su parte oriental, tal es el caso de los pórfidos Ixtacamaxtitlán en Puebla y Caballo Blanco en Veracruz. Sin embargo, este segundo pórfido podría considerarse parte de la FVTM o de la PAOM, debido a que ambas provincias coincidieron espacialmente durante el Mioceno tardío (Camprubí 2009, 2013; Gómez-Tuena *et al.*, 2018).

5.2 Geología local de los depósitos minerales estudiados

5.2.1 Guaynopita, Chihuahua

El pórfido de Cu Guaynopita forma parte de las etapas más tempranas del cinturón de pórfidos cupríferos del Cretácico Superior-Paleógeno en el NW de México. Guaynopita se ubica a 5 km al sur del depósito tipo IOCG Guaynopa, éste ha tenido importancia minera a pequeña escala desde el siglo XVIII, principalmente por extracción de oro (González-Partida *et al.*, 2011).

El basamento de la zona de Guaynopita se desconoce, sin embargo, podría formar parte del Terreno Caborca (Centeno-García, 2017). La unidad más antigua que aflora en la región son calizas fosilíferas con algunos estratos de areniscas, que se correlacionan con la Formación Lampazos del Aptiano-Cenomaniano (Servicio Geológico Mexicano, 2012). Esta unidad de calizas está cortada por intrusivos de gabbro, diorita y granodiorita del Cretácico Superior (González-Partida *et al.*, 2011; Camprubí *et al.*, 2017). Posteriormente, tres eventos magmáticos de la Sierra Madre Occidental afectaron a las secuencias anteriores. En el Eoceno se emplazaron stocks y diques de tonalitas y andesitas y durante el Oligoceno las secuencias anteriores fueron cubiertas discordantemente por derrames de basalto con intercalaciones de piroclastos, seguido de una secuencia de ignimbrita con tobas riolíticas intercaladas. Las rocas volcánicas del Oligoceno fueron parcialmente cubiertas por derrames de basalto con intercalaciones de brechas, que están correlacionados con las rocas

Andesítico-Basálticas del Sur de la Cordillera (SCORBA, por sus siglas en inglés), y debido a su posición se les asignan una edad del Mioceno (Servicio Geológico Mexicano, 2012).

El intrusivo de Guaynopita abarca un área de ca. 5 km² (Figura 5.2) y consiste principalmente de granodiorita y diorita con edades de U-Pb en zircón de $89. \pm 0.7$ Ma y 92.4 ± 0.5 Ma, respectivamente (Camprubí *et al.*, 2017). La mineralización de cobre se presenta de forma diseminada y en vetillas de cuarzo que, ocasionalmente, forman stockworks dentro de las rocas intrusivas. Las zonas La Leona y La Esmeralda son las que incluyen stockworks con contenidos destacados de Au, Ag y Mo (González-Partida *et al.*, 2011; Camprubí *et al.*, 2017).

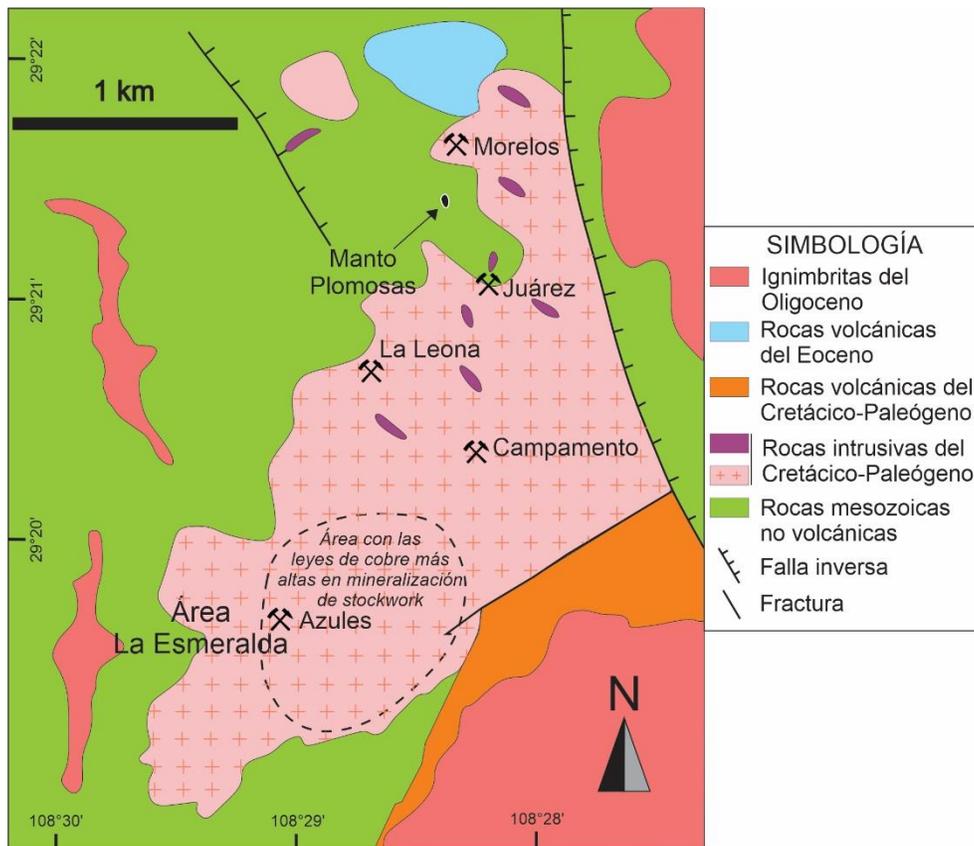


Figura 5.2. Mapa geológico de la zona de Guaynopita. Tomado de González-Partida *et al.* (2011).

La zona de alteración potásica (84.4 ± 1.0 Ma, U-Pb en zircón hidrotermal) se asocia con las leyes más altas de cobre y contiene vetillas de cuarzo con bordes de feldespatos potásicos y en la parte central calcopirita, calcosina, pirita y esfalerita. Rodeando a la zona potásica se encuentra la alteración propilítica, sin mineralización reportada. La mineralogía supergénica consiste en cobre nativo, azurita y malaquita, estos dos minerales se encuentran como alteración de calcopirita (González-Partida *et al.*, 2011; Camprubí *et al.*, 2017).

5.2.2 Buenavista del Cobre, Sonora

El pórfido de Cu-Mo Buenavista del Cobre pertenece al distrito minero Cananea, que forma parte del gran grupo de pórfidos cupríferos del sur de Arizona, el poniente de Nuevo México y el norte de Sonora (Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007, 2017). El área mineralizada del distrito abarca aproximadamente 30 km² en donde destacan mineralizaciones de tipo pórfido, chimeneas brechadas, skarns, diseminaciones en cuerpos intrusivos y rocas volcánicas en zonas de contacto entre los pórfidos y la roca encajonante (Wodzicki, 2001).

La historia del distrito minero de Cananea se remonta al año 1760, cuando se explotaron minerales de oro y plata. A partir de entonces diversas compañías realizaron trabajos de minería combinando explotación subterránea y a cielo abierto. Sin embargo, desde 1966 la explotación se ha realizado únicamente a cielo abierto (Consejo de Recursos Minerales, 2001). Actualmente, Buenavista del Cobre es la principal productora de cobre en México, que aportó entre los años 2016 y 2018 aproximadamente el 40% de la producción de cobre del país. La mina contiene 3459 millones de toneladas de reservas, con leyes de 0.49% de Cu, 0.007% de Mo y 4 g/t de Au (Grupo México, 2017).

El basamento del distrito Cananea se compone por el granito Cananea de 1.44 Ga y por la Cuarcita Bolsa del Cámbrico, que forman parte del cratón norteamericano. El basamento está cubierto discordantemente por calizas de las formaciones paleozoicas Abrigo, Martín y Escabrosa (Wodzicki, 2001; Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007). Sobre estas unidades se disponen discordantemente secuencias de tobas riolíticas a andesíticas de las formaciones Elenita y Henrietta del Triásico y Jurásico. La Formación Elenita está intrusionada en la parte occidental del distrito por la sienita El Torre, posiblemente del Jurásico, mientras que la Formación Henrietta está cubierta discordante y localmente intrusionada por la unidad basáltica-andesítica Mariquita y por las rocas volcanoclásticas y tobas andesíticas-riolíticas de la Formación Mesa de edad Cretácico Superior-Paleoceno (Figura 5.3) (Consejo de Recursos Minerales, 2001; Wodzicki, 2001).

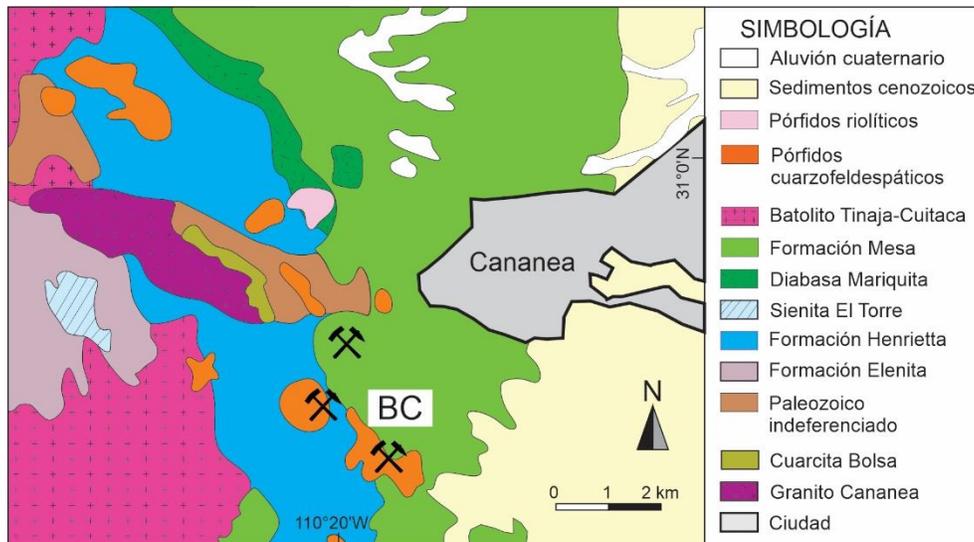


Figura 5.3. Mapa geológico de la zona de Cananea, Sonora. BC = Buenavista del Cobre Tomado de Del Río-Salas *et al.* (2017).

El volcanismo anterior estuvo acompañado por el emplazamiento de los cuerpos intrusivos diorita Tinaja y granodiorita Cuitaca, que son considerados parte del mismo batolito. La base de la Formación Mesa y las secuencias anteriores están cortadas por dos tipos de intrusiones: (1) cuerpos porfíricos cuarzo-feldespáticos (QFP), que varían de cuarzomonzonita a granito, asociados con la mineralización de cobre, y (2) cuerpos porfíricos riolíticos estériles (Wodzicki, 2001).

Los pórfidos cuarzo-feldespáticos son de composición calcalcalina y tienen edades de U-Pb en zircones de 60.8 ± 1.0 Ma y 61.3 ± 1.4 Ma (Del Río-Salas *et al.*, 2017). El emplazamiento de estos intrusivos estuvo acompañado de alteración potásica en áreas focalizadas y más profundas del depósito y de alteración propilítica distal dentro de los plutones El Torre y Tinaja y en los márgenes de la granodiorita Cuitaca. La alteración fílica es la más extensa y afecta típicamente a los QFP, mientras que la alteración argílica avanzada es menos abundante y ocurre en niveles altos de las zonas de brechas y fracturas, ocasionalmente sobrepuesta a la alteración fílica (Wodzicki, 1995; Virtue, 1996).

La alteración potásica consiste en vetillas de cuarzo-pirita-calcopirita, cuarzo-biotita-calcopirita-pirita-molibdenita y turmalina-pirita, y está caracterizada por el reemplazamiento de plagioclasas por feldespato potásico y hornblenda por biotita. La alteración propilítica se caracteriza por actinolita, clorita±esfena±rutilo y, en menor proporción, sericita±arcillas y epidota, también hay vetillas de epidota±actinolita±magnetita±pirita. La alteración fílica consta del reemplazamiento de feldepastos por sericita y minerales máficos por clorita±sericita±sulfuros, contiene vetillas de pirita±calcopirita±molibdenita. La alteración argílica avanzada se caracteriza por vetas

de alunita, caolinita y sulfosales como enargita y tennantita-tetrahedrita (Wodzicki, 1995; Virtue, 1996).

Durante el Oligoceno se desarrolló la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, que permitió la exposición de los cuerpos mineralizados y, debido a fluctuaciones del nivel freático y erosión, controlaron la oxidación y desarrollo de un enriquecimiento supergénico importante en el distrito, con espesores de hasta 500 m (Wodzicki, 2001; Valencia-Moreno y Ochoa-Landín, 2009; Ochoa-Landín *et al.*, 2011). La zona de enriquecimiento supergénico contiene bornita y calcosina que reemplazan a calcopirita, mientras que la djurleita forma anillos alrededor de la pirita. A menudo, digenita, anilita y covellita están intercrecidos, y este último mineral aparece reemplazando a calcopirita y pirita. La zona de oxidación tiene un espesor promedio de 250 m con abundante hematita, que aparece reemplazando a pirita y alrededor de jarosita junto con goethita (Virtue, 1996; Consejo De Recursos Minerales, 2001).

5.2.3 Pánuco, Coahuila

El depósito mineral de Pánuco está reportado como una estructura de chimenea de tipo hidrotermal con oro y molibdeno por el Servicio Geológico Mexicano (2008), como un pórfido de Cu-Mo por Navarro-Sánchez (2014) y como un pórfido alcalino de Cu-Au-Mo por Fuentes-Guzmán (2016). El cuerpo intrusivo de Pánuco forma parte de la PAOM y se ubica en el centro del Cinturón de Intrusivos Candela-Monclova (CICM), que está entre los estados de Coahuila y Nuevo León, en la subprovincia tectónica del Cinturón Plegado Coahuila del Terreno Coahuila (Chávez-Cabello, 2005).

Los primeros registros mineros en las cercanías de Pánuco datan del año 1870, cuando gambusinos extraían minerales de oro y cobre. A partir del siglo XX se realizó explotación de cobre y molibdeno de manera intermitente (Servicio Geológico Mexicano, 2008). Recientemente, el Grupo Minero Pánuco ha explotado la mina con leyes estimadas de 0.5% de Cu y de 0.3 a 0.5% de Mo (Navarro-Sánchez, 2014).

La base de la estratigrafía de la zona del intrusivo Pánuco es una unidad de yeso con intercalaciones de caliza, lutita y arenisca de la Formación Minas Viejas del Calloviano-Oxfordiano. Sobreyacen de manera discordante estratos de caliza recristalizada y dolomitizada de la Formación Monclova del Albiano-Cenomaniano. Con contactos transicionales y concordantes sobreyacen rocas del Cretácico Superior: lutitas calcáreas con intercalaciones de caliza arcillosa de la Formación Eagle Ford, una unidad de alternancia cíclica de calizas y lutitas con intercalaciones de marga de la Formación Austin, lutitas y limolitas calcáreas de la Formación Upson, estratos de areniscas con alternancias de

limolitas y lutitas de la Formación San Miguel y una unidad de lutita con capas de areniscas de la Formación Olmos (Servicio Geológico Mexicano, 2008; Fuentes-Guzmán, 2016).

Durante el Eoceno medio las secuencias del Jurásico y Cretácico de la región fueron deformadas con un estilo de deformación de piel gruesa, que permitió la reactivación de fallas del basamento y controló el emplazamiento de rocas intrusivas (Chávez-Cabello, 2005). Posteriormente, la secuencia estratigráfica fue intrusionada por pórfidos andesíticos de 43.10 ± 3.20 Ma (U-Pb en zircón) y por una serie de intrusivos que formaron el stock de Pánuco (Figura 5.4). Estos intrusivos tienen composiciones de sienita y granito alcalinos a diorita, granito, granodiorita, monzonita y tonalita subalcalinos, con afinidad de arco volcánico de subducción y con edades entre 42.42 ± 0.28 Ma (Ar/Ar en biotita) y 34.89 ± 0.91 Ma (Ar/Ar en feldespato potásico) (Fuentes-Guzmán, 2016). En los contactos entre los intrusivos y las unidades de arenisca y lutita se desarrollaron algunas zonas de skarn y aureolas de hornfels (Servicio Geológico Mexicano, 2008; Fuentes-Guzmán, 2016).

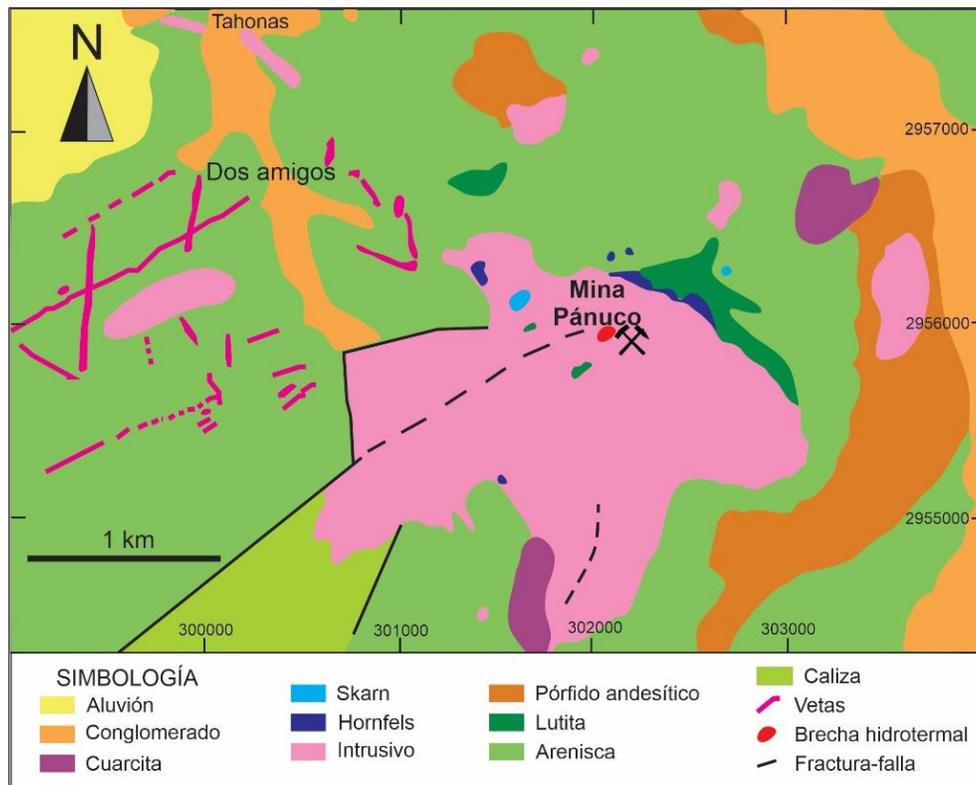


Figura 5.4. Mapa geológico de la zona de Pánuco, Coahuila. Tomado de Fuentes-Guzmán (2016).

Los intrusivos dioríticos y graníticos concentran la mayor parte de la mineralización de tipo pórfido de Cu-Mo. La mena se presenta en brechas hidrotermales, disseminaciones, vetillas y stockwork. La distribución de las alteraciones hidrotermales se asemeja el modelo de pórfidos cupríferos de Lowell y Guilbert (1970), con la zona potásica (cuarzo-biotita -

feldespatos potásicos) y sódica (actinolita+albita) en el centro del sistema mineralizado, sobrepuestas por la alteración fílica (cuarzo+sericita+pirita), que es más intensa hacia el borde del pórfido. La alteración propilítica (clorita+epidota+carbonatos) se extiende gradualmente hacia el exterior. Por último, la alteración argílica (illita+esmectita+caolinita) se encuentra en las zonas externas de la alteración fílica (Fuentes-Guzmán, 2016).

La principal estructura mineralizada de la mina Pánuco es una chimenea vertical, que está rodeada por una veta de cuarzo, molibdenita y biotita. La mineralogía hipogénica consiste en pirita diseminada y en vetillas, calcopirita diseminada con escasos intercrecimientos de bornita y, en menor proporción, esfalerita y galena en vetillas localizadas en zonas exteriores del depósito. Otros minerales hipogénicos son covellita, pirrotita, magnetita y hematita intercrecidas, ilmenita y rutilo. De la mineralogía descrita se distinguen cinco asociaciones hipogénicas: (1) calcopirita+bornita en cuarzo, magnetita y biotita en las zonas potásica y sódica, (2) pirita+bornita en cuarzo con ocasional moscovita y/u ortoclasa, (3) molibdenita(+pirita+calcopirita) en cuarzo y moscovita, ambas asociaciones en la zona potásica tardía, (4) pirita+calcopirita±covellita±bornita en cuarzo, sericita y pirita en la zona fílica, y (5) pirita+molibdenita(+galena+esfalerita) en la zona propilítica (Fuentes-Guzmán, 2016).

La parte superior del depósito tiene una zona de enriquecimiento supergénico que afecta a las zonas de alteración potásica y propilítica y contiene calcosina, bornita y covellita. La zona de lixiviación contiene jarosita, goethita y hematita. Otros minerales de cobre identificados en Pánuco son cuprita, azurita, malaquita, calcantita, crisocola y turquesa (Fuentes-Guzmán, 2016).

6. RESULTADOS

6.1 Muestra MJ-17, Guaynopita, Chihuahua

Muestra de roca del stockwork del área La Esmeralda de Guaynopita con diferentes grados de alteración supergénica y de oxidación. Contiene cristales anedrales de cuarzo, de 4 a 8 mm, con algunas fracturas irregulares y en contacto con cristales de pirita de 100 μm y 1 mm, que es el sulfuro más abundante y está en una matriz de sílice amorfa.

Todos los cristales de pirita están fuertemente fracturados (Figura 6.1a), algunos de los cristales tienen bordes de calcosina con espesores de 2 hasta 50 μm , la calcosina también rellena ocasionalmente a las fracturas y se altera a covellita (Figura 6.1b). Alrededor de los bordes de calcosina continúa un halo de óxidos de Fe y Cu desde 10 hasta 100 μm de espesor y que, en ocasiones, tiene un hábito coloforme y es de color gris claro y tintes marrones.

La digenita es el sulfuro de cobre más abundante, se presenta con hábito masivo, buena exfoliación y, en su mayoría, sin bordes de alteración (Figura 6.1c), mientras que algunos cristales aislados anedrales de 100 a 200 μm se alteran a covellita sobre los bordes y los planos de exfoliación (Figura 6.1d).

La cuprita se encuentra intercrecida con digenita como cristales diseminados con tamaños entre 10 a 400 μm y como agregados cristalinos con formas anedrales, de color gris claro con tintes azules; en nícoles cruzados se observan las reflexiones internas de color rojo oscuro. Todos los cristales están parcial o completamente reemplazados por malaquita, mostrando pseudomorfismo. El reemplazamiento ocurre principalmente sobre los bordes con contactos rectos, aunque también se observa en los centros de los cristales (Figura 6.1c-d).

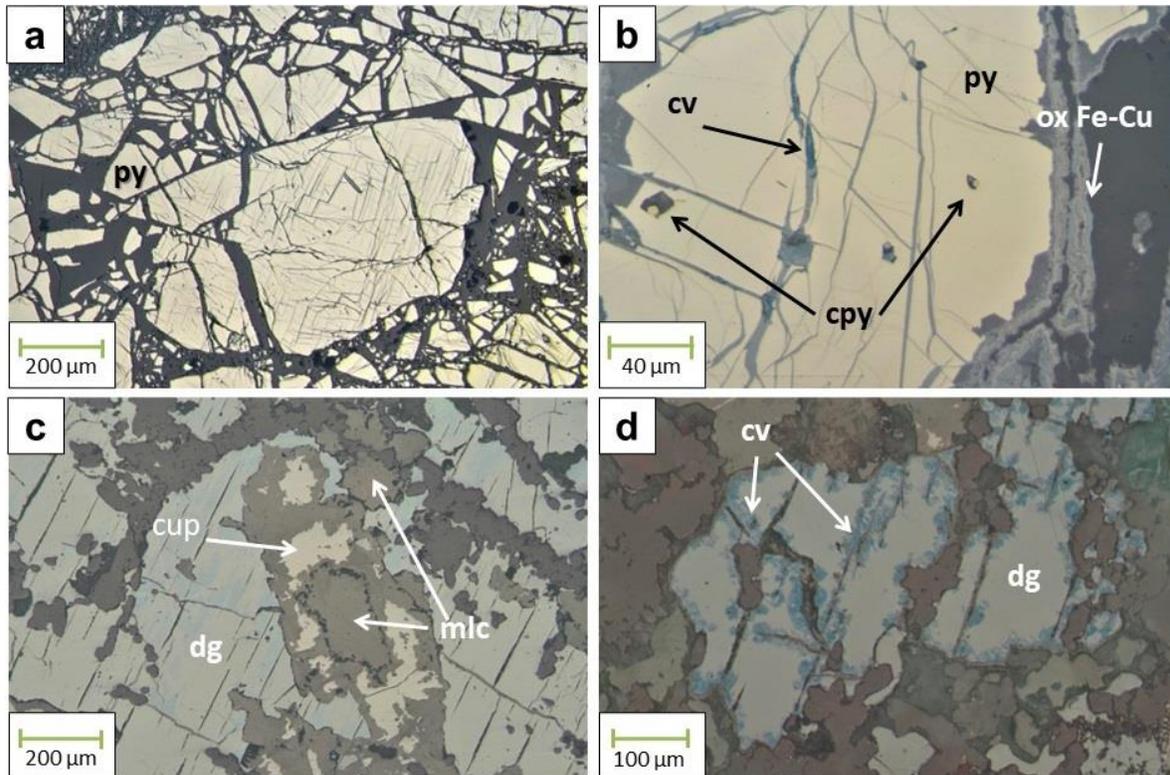


Figura 6.1. Fotomicrografías en luz reflejada de la muestra MJ-17 de Guaynopita, Chihuahua. (a) Cristales de pirita fracturados en matriz de sílice amorfa. (b) Pirita con bordes y fracturas rellenas de calcosina con parcial alteración a covellita, con un borde externo de óxidos de Fe-Cu; la pirita contiene dos inclusiones euedrales de calcopirita. (c) Digenita y cuprita intercrecidas, se observa el reemplazamiento de cuprita por malaquita. (d) Digenita con alteración a covellita en bordes y planos de exfoliación sobre sílice amorfa (gris oscuro). Clave: py = pirita, cv = covellita, cpy = calcopirita, ox = óxidos, dg = digenita, cup = cuprita, mlc = malaquita.

El análisis de la muestra con SEM-EDS ayudó a determinar entre calcosina y digenita y a identificar inclusiones que no fueron observadas con el microscopio de luz reflejada. En la Figura 6.2a se observa claramente el reemplazamiento de pirita por calcosina y un borde de óxidos de Fe y Cu y dentro de estos bordes se encontró un cristal de *electrum* (Figura 6.2b). También se encontraron dos cristales de una fase no determinada que contiene Bi-Te-Se (2 y 7 μm) dentro de pirita (Figura 6.2c) e inclusiones anedrales de galena (1 – 3 μm) en digenita (Figura 6.2d).

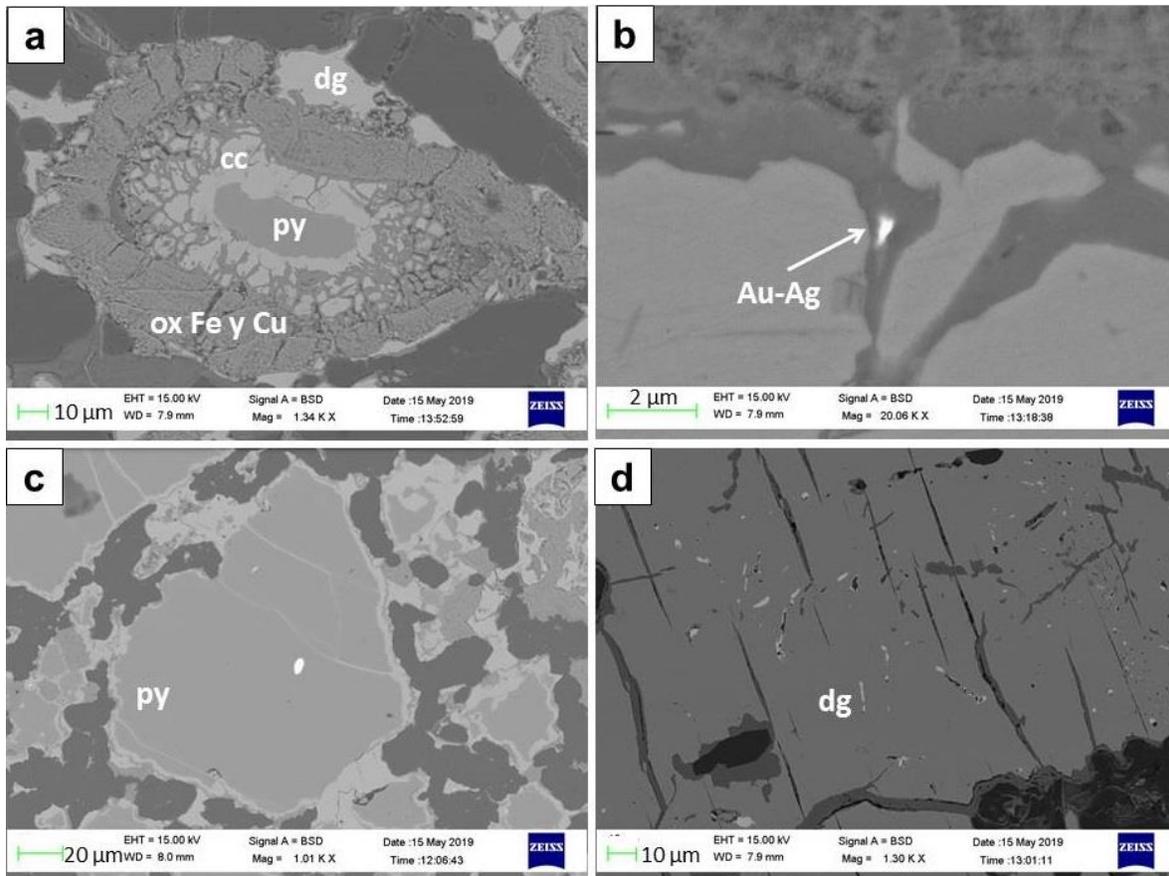


Figura 6.2. Fotomicrografías en microscopio electrónico de barrido de muestra MJ-17. (a) Reemplazamiento de pirita por calcosina, con borde de óxidos de Fe y Cu. (b) Cristal de aleación Au-Ag (*electrum*) en borde de alteración de pirita. (c) Inclusión de una fase indeterminada de Bi-Te-Se (blanco) en pirita. (d) Inclusiones de galena (gris claro) en digenita. Ver Anexo 2.1. Clave: dg = digenita, cc = calcosina, py = pirita, ox Fe y Cu = óxidos de Fe y Cu, py = pirita.

A partir de la mineralogía y texturas observadas, se propone la siguiente secuencia paragenética (Tabla 6.1):

Tabla 6.1. Secuencia paragenética de la muestra MJ-17.

MJ-17	Etapas 1 – hipogénica	Etapas 2 – supergénica	Etapas 3 – oxidación
Cuarzo	—————		
Pirita	—————		
Calcopirita	—		
Fase indeterminada de Bi-Te-Se	-		
Galena		—	

Digenita			
Sílice amorfa			
Cuprita			
Calcosina			
Malaquita			
Óxidos de Fe-Cu			
Covellita			

Los contenidos de EGP y oro en la muestra MJ-17 son los siguientes: 0 ppb de Os, 1 ppb de Ir, 5 ppb de Ru, 3 ppb de Rh, 10 ppb de Pt, 45 ppb de Pd y 336 ppb de Au (Tabla 6.2).

Tabla 6.2. Contenidos en ppb de elementos del grupo del platino y oro de la muestra MJ-17 de Guaynopita, Chihuahua.

MUESTRA	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
MJ-17	0	1	5	3	10	45	336

6.2 Muestra MJ-15, Buenavista del Cobre, Sonora

Esta muestra corresponde a una zona de alteración argílica avanzada del yacimiento Buenavista del Cobre. El sulfuro más abundante en esta muestra es la pirita, que se encuentra diseminada como cristales anedrales, subedrales y, en menor proporción, euedrales (Figura 6.3a), con tamaños que varían entre 100 μm y 1000 μm . La mayoría de los cristales de pirita contienen inclusiones anedrales con formas redondeadas de calcopirita (entre 10 y 50 μm), pirrotita (entre 10 y 30 μm , aunque pueden alcanzar hasta 70 μm) y rutilo (entre 5 y 10 μm) (Figura 6.3b-c), este mineral también se encuentra diseminado en toda la muestra.

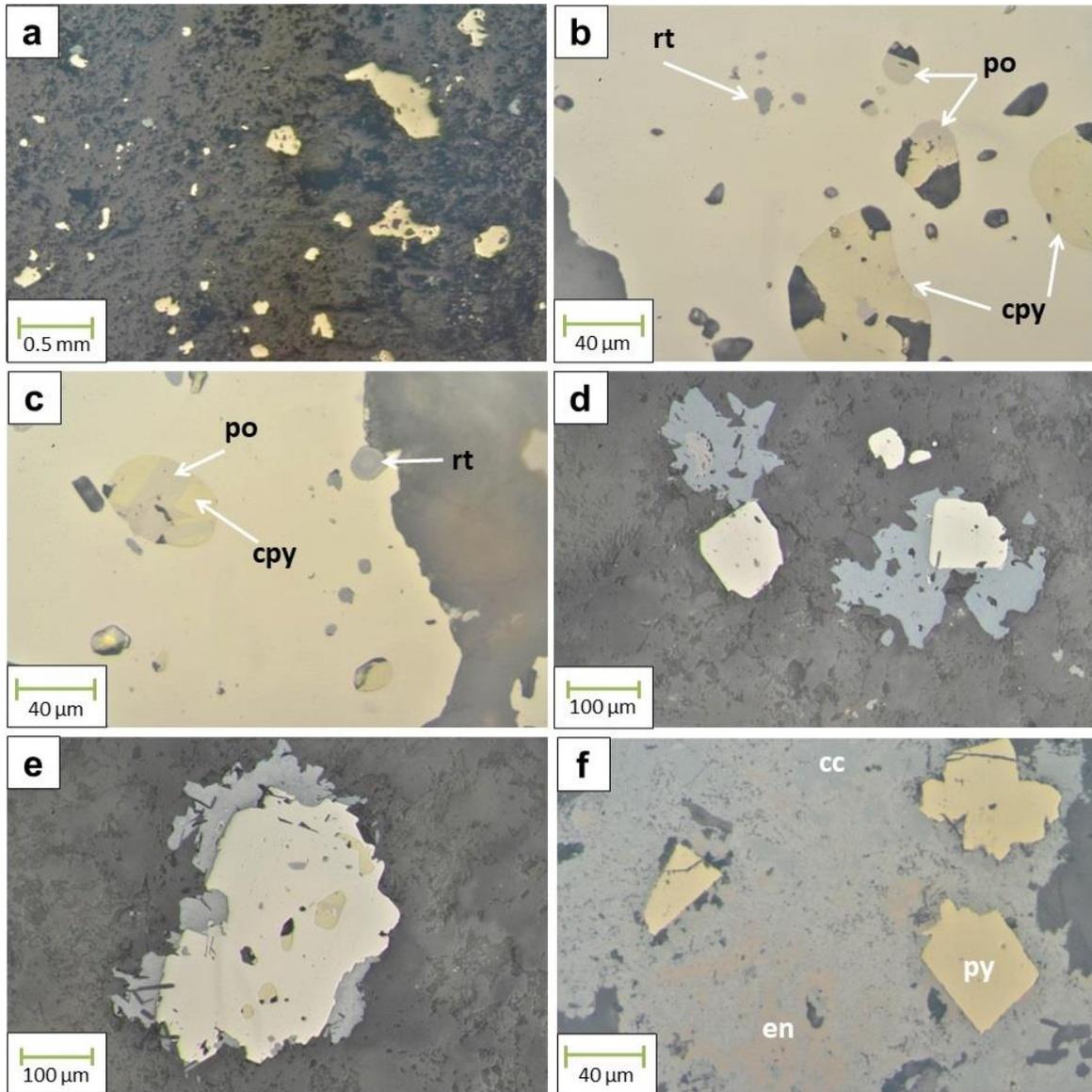


Figura 6.3. Fotomicrografías en luz reflejada de secciones MJ-15. (a) Cristales de pirita diseminados en una matriz de alteración argílica avanzada. (b-c) Cristales de pirita con inclusiones de rutilo, calcopirita, pirrotita y calcopirita-pirrotita. (d-f) Cristales euedrales de pirita intercrecidos con enargita, parcialmente reemplazada por calcosina, que se distingue por su tonalidad rosa. Clave: rt = rutilo, po = pirrotita, cpy = calcopirita, en = enargita, cc = calcosina.

Otro mineral diseminado es enargita, parcialmente reemplazada y en ocasiones totalmente reemplazada calcosina. Los cristales de enargita están intercrecidos con pirita (Figura 6.3d-f) o aislados, en ambos casos con formas anedrales y con tamaños entre 100 μm y 500 μm. La covellita es muy poco abundante y rara vez se encuentra como reemplazamiento de la calcosina.

La muestra es atravesada por una vetilla de cuarzo que contiene mineralogía muy similar a la matriz, con cristales anedrales y agregados cristalinos de pirita (Figura 6.4a-b) y también algunos cristales anedrales de enargita reemplazada casi totalmente por calcosina (Figura 6.4c-d).

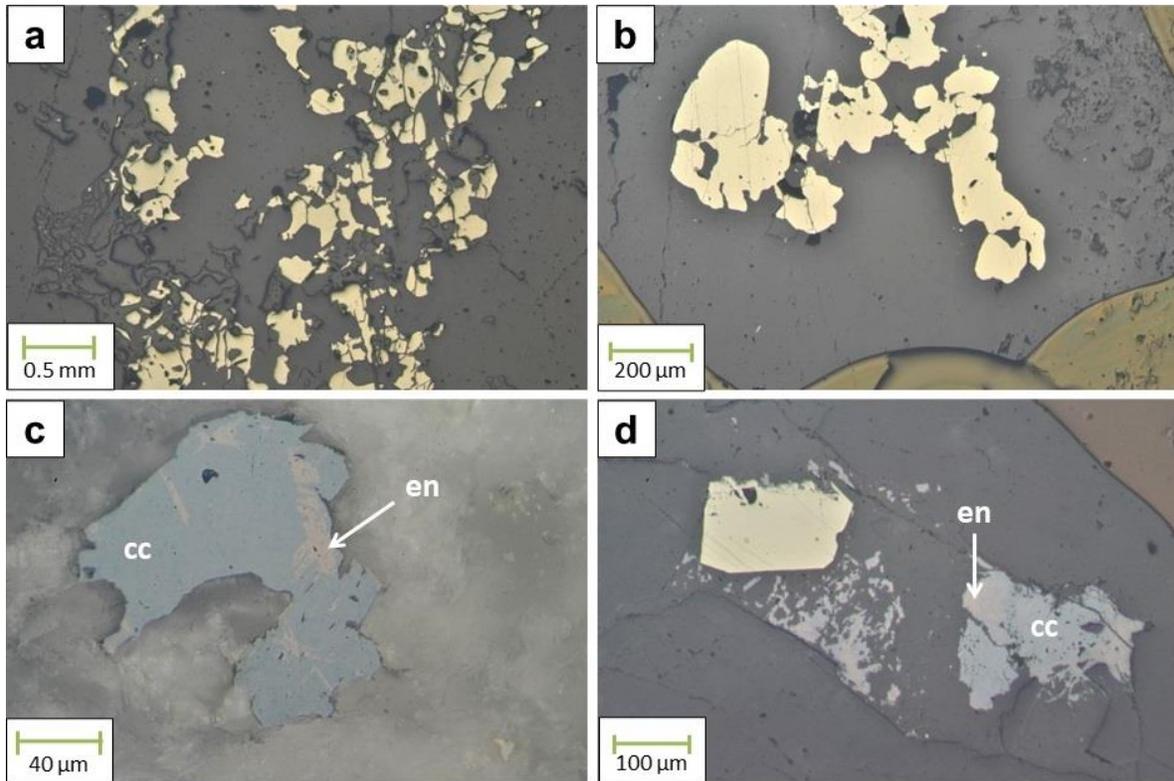


Figura 6.4. Fotomicrografías de minerales en vetilla de cuarzo. (a-b) Agregados cristalinos de pirita (c-d) Reemplazamiento de enargita por calcosina. Clave: en = enargita, cc = calcosina.

Los minerales identificados con SEM son inclusiones ilmenita y galena dentro de pirita, las cuales son muy escasas. Los cristales de ilmenita son anedrales de 10 a 20 μm, asociados con rutilo (Figura 6.5a-b). Las inclusiones de galena son las más escasas, se encontraron en un solo cristal de pirita (Figura 6.5b). Otra fase identificada fue monacita, que se encuentra principalmente diseminada en toda la muestra y ocasionalmente dentro de pirita, con formas euedrales y subedrales (Figura 6.5d). Dentro de la matriz se identificaron caolinita, alunita y sericita.

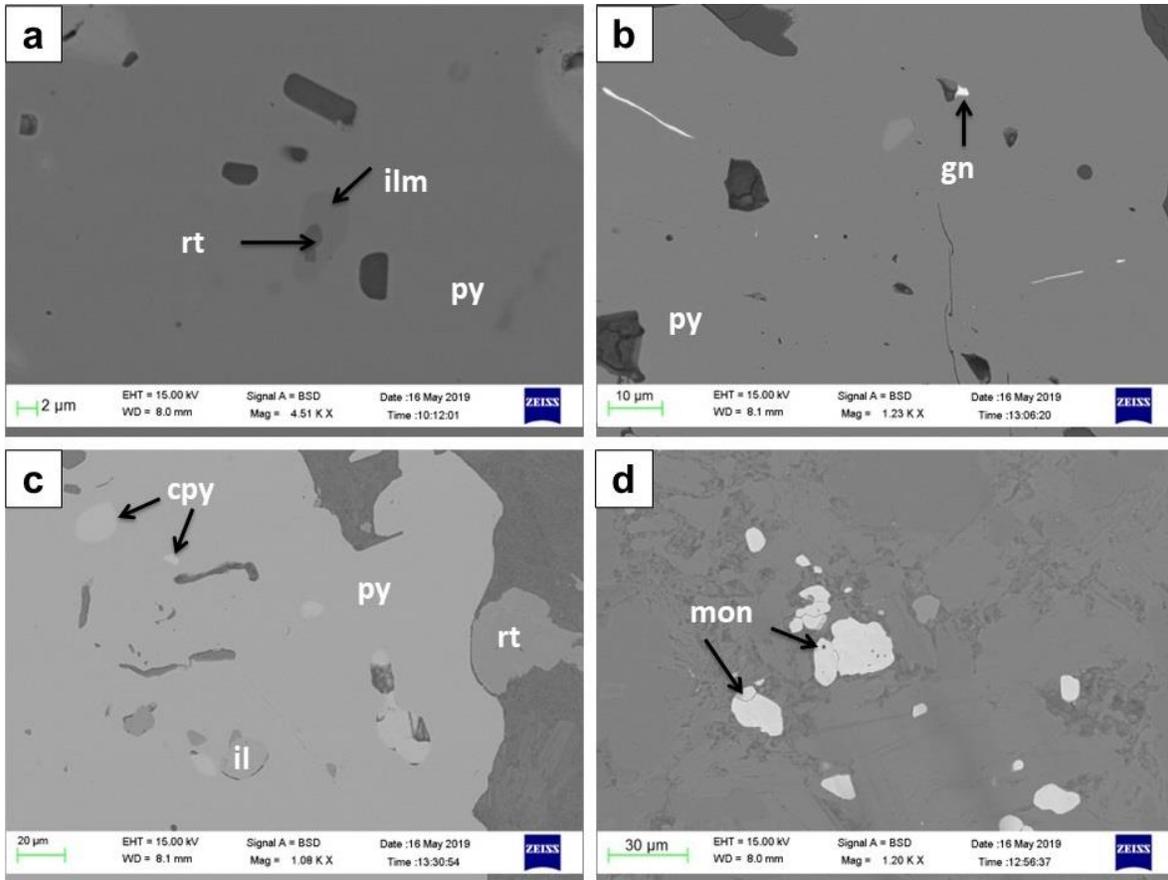


Figura 6.5. Fotomicrografías en microscopio electrónico de barrido de la muestra MJ-15. (a) Pirita con inclusión de ilmenita que contiene rutilo. (b). (c) Inclusión de galena en pirita. (d) Cristales de monacita en alteración argílica avanzada. Ver Anexo 2.2. Clave: ilm = ilmenita, rt = rutilo, py = pirita, gn = galena, cpy = calcopirita, mon = monacita.

La secuencia paragenética propuesta para la muestra MJ-15 presenta en la Tabla 6.3.

Tabla 6.3. Secuencia paragenética de muestra MJ-15.

MJ-15	Etapa 1 - hipogénica	Etapa 2 - supergénica
Rutilo	—	
Ilmenita	—	
Monacita	—	
Galena	—	
Caolinita	—	
Alunita	—	

Sericita		
Cuarzo		
Pirita		
Calcopirita		
Pirrotita		
Enargita		
Calcosina		
Covellita		

Los datos obtenidos de química mineral de cristales de pirita, calcopirita y pirrotita de la muestra MJ-15 se presentan en el Anexo 3. La pirita tiene valores de Fe de 46.62 a 46.78 % en peso, lo que define una fórmula general de $Fe_{1.01}S_{1.99}$. La calcopirita que está dentro de pirita tiene valores de Fe de 30.22 a 31.08% en peso, Cu de 33.49 a 32.55% en peso y S de 33.86 a 34.28% en peso, con una fórmula general de $Cu_{0.99}Fe_{1.02}S_{1.99}$. Por último, la pirrotita que también está dentro de pirita tiene valores de Fe de 59.77 a 60.65% y S de 37.69 a 38.28% en peso, con una fórmula general de $Fe_{0.91}S$. Los valores se graficaron en el triángulo de fases Cu-S-Fe obtenido a 300°C por Sugaki (1975) (Figura 6.6). En él se observa que las composiciones de pirrotita corresponden al rango de la solución sólida de pirrotita hexagonal.

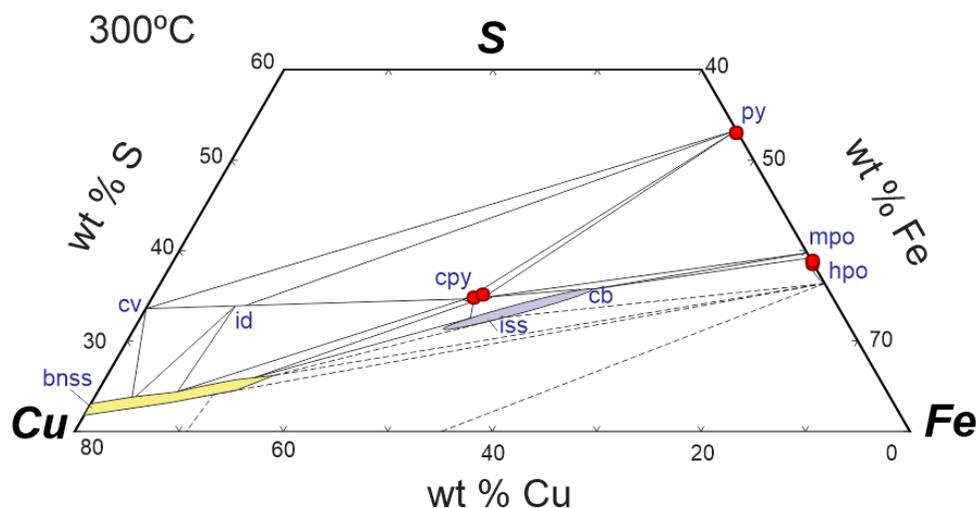


Figura 6.6. Diagrama de fases para sistema Cu-S-Fe a 300°C. Los puntos rojos corresponden con los datos de la muestra MJ-15, obtenidos en microsonda electrónica. Clave: py = pirita, mpo = pirrotita monoclínica, hpo = pirrotita hexagonal, cpy = calcopirita, cb = cubanita, iss = *intermediate solid solution* (solución sólida intermedia), id = idaíta, bss = *bornite solid solution* (solución sólida de bornita). Diagrama construido a partir de Sugaki (1975).

Los contenidos de EGP y oro en la muestra MJ-15 son los siguientes: 0 ppb de Os, Ir, Ru y Rh, 2 ppb de Pt y Pd y 15 ppb de Au (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Contenidos en ppb de elementos del grupo del platino y oro de la muestra MJ-15 de Buenavista del Cobre, Sonora.

MUESTRA	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
MJ-15	0	0	0	0	2	2	15

6.3 Muestra MJ-13, Pánuco, Coahuila

Esta muestra del depósito Pánuco procede de una veta anular de cuarzo y molibdenita que rodea a la brecha principal del yacimiento. El cuarzo se presenta como cristales anedrales y equigranulares, entre 300 y 500 μm de tamaño. La molibdenita se presenta como agregados cristalinos, mayormente euedrales, entre 100 y 1000 μm de diámetro, con diferentes direcciones, hábito tabular y exfoliación visible y pleocroísmo medio a fuerte de color blanco a gris claro, a excepción de algunos cristales cortados en sección basal, donde el pleocroísmo y la anisotropía son muy débiles. Otros cristales de molibdenita se encuentran aislados con hábito tabular en el contacto con los cristales de cuarzo (Figura 6.7). No se identificó ningún tipo de inclusiones en la molibdenita ni en el cuarzo.

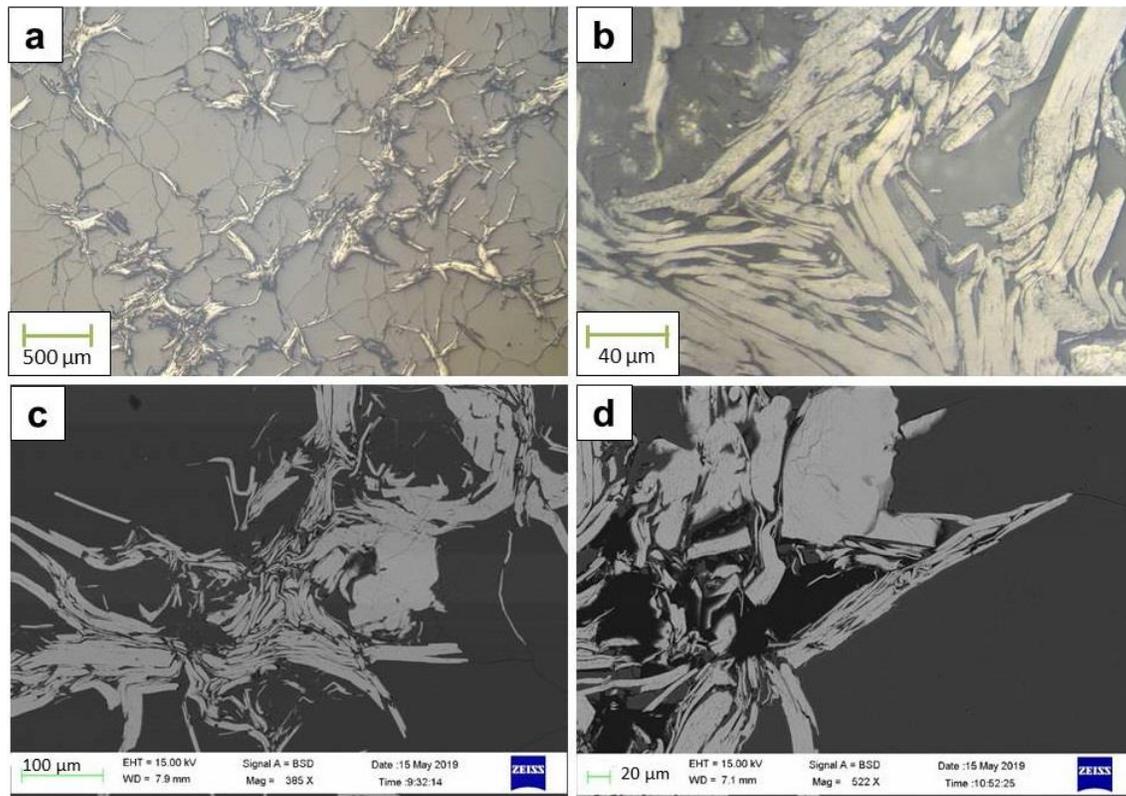


Figura 6.7. Fotomicrografías de la muestra MJ-13 que contiene agregados y cristales tabulares y aciculares de molibdenita en matriz de cuarzo equigranular. (a-b) En luz reflejada con nicoles paralelos. (c-d) En microscopio electrónico de barrido. Ver Anexo 2.3.

Los contenidos de EGP y oro en la muestra MJ-13 son los siguientes: 0 ppb de Os, ppb de Ru, 5 ppb de Rh, 1 ppb de Ir, Pt, Pd y 17 ppb de Au (Tabla 6.5).

Tabla 6.5. Contenidos en ppb de elementos del grupo del platino y oro de la muestra MJ-13 de Pánuco, Coahuila

MUESTRA	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au
MJ-13	0	1	9	5	1	1	17

7. DISCUSIÓN

7.1 Guaynopita, Chihuahua

La mineralogía y relaciones texturales observadas en la muestra MJ-17 de Guaynopita indican que la mineralización hipogénica fue afectada por procesos supergénicos. En el diagrama de la Figura 7.1 se indican en color amarillo las fases minerales identificadas en la muestra MJ-17, y junto con sus texturas se infieren tres etapas de formación de minerales. La pirita y el cuarzo se formaron como minerales hipogénicos en una primera etapa, seguido por una segunda etapa, más reductora, donde precipitaron sulfuros secundarios como calcosina, digenita y cuprita (Figura 6.1c y 6.2a) y posteriormente, en condiciones más oxidantes, se formaron malaquita y los halos de óxidos de Fe y Cu alrededor de la pirita (Figura 6.1b y 6.2a). Además, se puede inferir un levantamiento tectónico o isostático del depósito y/o fluctuaciones en el nivel freático (Capítulo 2.6.2) (Chávez, 2000; Sillitoe, 2005).

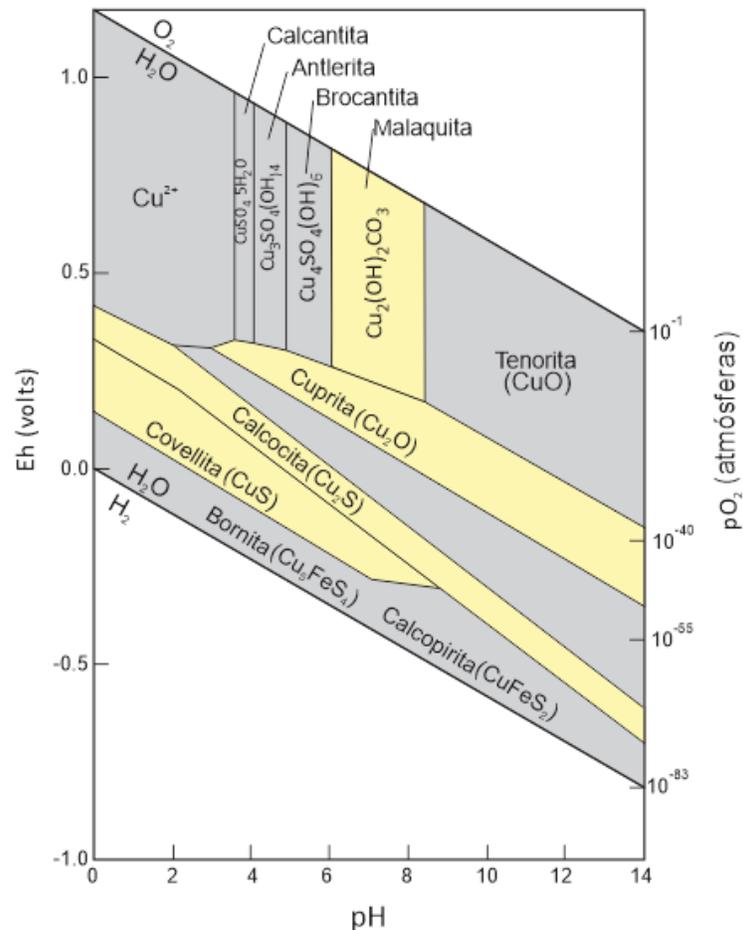


Figura 7.1. Diagrama Eh-Ph del sistema Cu-C-S-O-H-Fe, resaltando en color amarillo las fases presentes en la muestra MJ-17. Tomado de Robb (2005).

La mayoría de las muestras analizadas de pórfidos cupríferos con minerales y elementos del grupo del platino proceden de zonas de alteraciones hipogénicas (Tarkian y Stribny, 1999; Tarkian *et al.*, 2003; Economou-Eliopoulos, 2005; Eliopoulos *et al.*, 2014; McFall *et al.*, 2018). Sin embargo, la muestra MJ-17 a pesar de no proceder de una zona de alteración hipogénica, contiene 45 ppb de Pd (Tabla 6.2), un valor que se encuentra en el rango presente en los pórfidos cupríferos con MGP (Tabla 3.1).

Los estudios teóricos y experimentales realizados por Hanley (2005) indicaron que el paladio y el platino pueden ser transportados en ambientes superficiales (~25°C, 1 atm) en soluciones con compuestos orgánicos o como hidróxidos de paladio, removilizados a partir de depósitos minerales expuestos o cercanos a la superficie. Por otra parte, en los gossans asociados a depósitos magmáticos de Ni-Cu(-PGE) el contenido en Pt y Pd puede enriquecerse debido a que los bismutotelururos de Pt y Pd (MGP también presentes en pórfidos cupríferos) tienden a desintegrarse en condiciones oxidantes para formar óxidos de Pt y Pd in situ. Posteriormente, en condiciones más oxidantes y a pH moderado, estos óxidos se vuelven inestables, lo que permite que ambos metales se dispersen en óxidos de Fe como goethita (Suárez *et al.*, 2010; Mota-E-Silva *et al.*, 2016). Por lo tanto, las zonas de oxidación en pórfidos cupríferos pueden ser otro objeto de estudio en relación con los contenidos de EGP. Tomando en cuenta lo anterior, es probable que las zonas profundas del depósito de Guaynopita con alteración potásica contengan MGP.

El pórfido de Guaynopita comparte otras similitudes con los pórfidos ricos en Pd y Pt. Por ejemplo, una característica de este tipo de pórfidos es que contienen minerales accesorios de semimetales (i.e., Bi, Te y Se) en asociación con EGP y en la muestra MJ-17 se observó una fase de Bi-Te-Se dentro de piritita, con química muy similar a la kawazulita ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$), que está reportada en el pórfido de Cu-Au de Elatsite (Bulgaria; Georgiev, 2008) y en el pórfido de Cu-Au-Mo de Mikheevskoe (Rusia; Plotinskaya *et al.*, 2018). Las fases portadoras de dichos semimetales, junto con oro, suele ocurrir en asociación con MGP, lo que sugiere cogénesis.

Otra característica importante es que el pórfido de Guaynopita es de tipo Cu-Au, que es la tipología con las concentraciones más altas de Pd y Pt (Tabla 3.1). Además, el intrusivo granodiorítico es de composición calciocalina y los resultados geoquímicos preliminares indican que se formó a partir una fuente mantélica enriquecida que pasó por procesos de asimilación cortical y cristalización fraccionada (Gutiérrez-Armendáriz, 2015), los cuales son factores importantes para la concentración inicial de EGP en el magma parental.

Por lo tanto, de los tres pórfidos cupríferos estudiados en este trabajo, Guaynopita es el que tiene mayor potencial para contener MGP, por lo que se recomienda realizar un estudio

sistemático a nivel yacimiento, tanto de la zona de oxidación como de la zonas de alteración potásica.

7.2 Buenavista del Cobre, Sonora

En la muestra MJ-15 de Buenavista del Cobre la textura original de la roca fue destruida debido a la fuerte alteración argílica, que incluye caolinita, alunita, sericita y rutilo-ilmenita y los sulfuros pirita y enargita (Figura 6.3). La alteración supergénica es menos intensa que en la muestra de Guaynopita, en donde la pirita está afectada por calcosina, mientras que en la muestra de Buenavista del Cobre se observa que la calcosina reemplaza casi totalmente a la enargita y, en menor proporción, a pirita (Figura 6.3f), únicamente sobre los bordes y fracturas internas. Estas diferencias de alteración coinciden con la jerarquía de reemplazamiento de sulfuros por calcosina (Figura 7.2). Por último, la covellita rara vez se observa como reemplazamiento de calcosina.

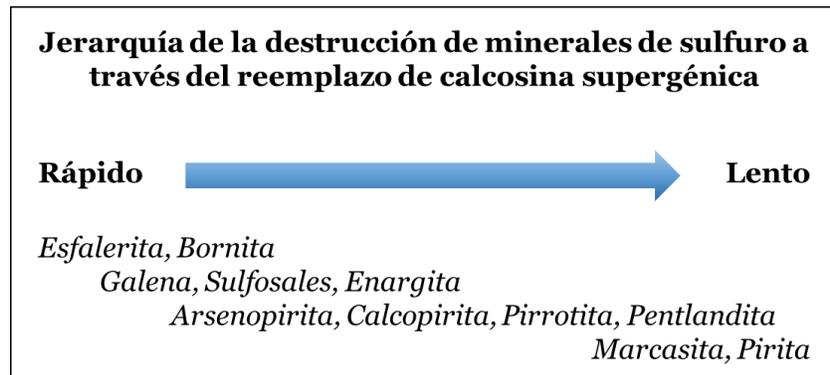


Figura 7.2. Diagrama paragenético mostrando una sucesión general de la destrucción de sulfuros por reemplazamiento de calcosina. Tomado de Chávez (2000).

Los bajos valores de EGP en esta muestra (Tabla 6.4) se debe, en parte, a la zona de alteración de la que procede, dado que hasta el momento el enriquecimiento de estos metales nobles ha sido mayormente encontrado en alteraciones de mayor temperatura de formación, como la potásica y, menos recurrente, la propilítica (Tarkian y Stribny, 1999; Economou-Eliopoulos, 2005; Eliopoulos *et al.*, 2014; McFall *et al.*, 2018

Los estudios previos de EGP en pórfidos cupríferos se han centrado en la tipología de Cu-Au (Tarkian y Stribny, 1999; Economou-Eliopoulos, 2005; McFall *et al.*, 2018), mientras que la información acerca de la tipología de Cu-Mo es limitada y no se han reportado valores tan altos como en los pórfidos de Cu-Au Elatsite (Bulgaria), Santo Tomas II (Filipinas) y Skouries (Grecia). Anteriormente, Tarkian y Stribny (1999) reportaron contenidos muy bajos de paladio (<44 ppb) y platino (<8 ppb) en los concentrados de flotación de pórfidos

de Perú y Chile, en particular en el pórfido de Cu-Mo Río Blanco (Chile) con valores nulos. En cambio, Crespo *et al.* (2018) reportaron en este depósito inclusiones de merenskyita y hessita rica en Pd (<1-10 μm) en calcopirita y bornita de la alteración potásica, por lo que los autores propusieron que el estudio previo posiblemente no tuvo contenidos de Pd y Pt debido a que los concentrados provenían de las partes superiores (alteraciones tardías) y no de las zonas profundas (alteraciones tempranas) del pórfido. Esto abre la posibilidad de que los depósitos de pórfidos de Cu-Mo de márgenes continentales también contengan elementos y minerales del grupo del platino.

En relación con lo anterior, aunque el alto valor económico que ha tenido Buenavista del Cobre se debe a los horizontes de enriquecimiento supergénico (Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007; Ochoa-Landín *et al.*, 2011) y una fuerte alteración fílica afecta a los QFP, no se descarta que este depósito contenga MGP en las zonas de alteración potásica, las cuales están en áreas más profundas del depósito (Wodzicki, 2001), como sucede con el depósito de Río Blanco (Chile).

Además, los datos isotópicos de Sr y Nd obtenidos en los plutones precursores de los pórfidos cupríferos del norte de Sonora sugieren que los magmas parentales se generaron a partir de la fusión del manto astenosférico con una importante influencia de la corteza proterozoica, que en conjunto pudieron haber aportado metales para formar los depósitos minerales de la región (Pérez-Segura, *et al.*, 2013; Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007, 2021). La contribución de manto astenosférico y de corteza profunda son posibles factores para el enriquecimiento de EGP en pórfidos cupríferos (Economou-Eliopoulos, 2005, 2010; Eliopoulos *et al.*, 2014; Economou-Eliopoulos *et al.*, 2017).

7.3 Pánuco, Coahuila

El pórfido de Cu-Mo de Pánuco comparte algunas características con otros pórfidos enriquecidos en EGP, como la geoquímica alcalina y calcialcalina de los intrusivos, la mineralización de cobre asociada a la alteración potásica y los minerales accesorios como magnetita y anhidrita que indican magmas oxidados (Sillitoe, 2010; Sun *et al.*, 2015). Sin embargo, otros datos descartan a este depósito como portador de EGP, que se mencionan a continuación.

En este estudio la muestra de brecha de cuarzo y molibdenita MJ-13 (Figura 6.7) contiene valores muy bajos de EGP (Tabla 6.5), aun cuando es posible encontrar enriquecimiento de paladio y platino en molibdenitas. Un ejemplo de ello es el pórfido de Cu-Mo (o Mo-Cu) en Zhireken (Rusia), en donde Sotnikov *et al.* (2001) reportaron 684 ppb de Pd y 299 ppb de Pt en el concentrado de molibdeno-cobre y un máximo de 380 ppb Pt y 270 ppb Pd en

molibdenitas de los diversos tipos de alteración del depósito. Lo anterior demuestra que el paladio y el platino no están asociados únicamente a los sulfuros de cobre.

Sin embargo, en relación con las otras zonas mineralizadas del depósito, Fuentes-Guzmán (2016) no reportó minerales con Ni, Co, Cr ni Bi, Te o Se, como suele ocurrir en los pórfidos con EGP y MGP (Economou-Eliopoulos, 2005; González-Jiménez *et al.*, 2021). Y, por último, la geoquímica de los intrusivos indicó una fuente de manto empobrecido, característica que no parece favorecer en el enriquecimiento de EGP en pórfidos cupríferos (Economou-Eliopoulos, 2005, 2010; Eliopoulos *et al.*, 2014; Economou-Eliopoulos *et al.*, 2017). En consecuencia se considera que el potencial de Pánuco de contener EGP es bajo.

7.4 Otros pórfidos cupríferos de México

En los diversos estudios realizados en pórfidos con EGP se ha reportado que la tipología de Cu-Au es la que tiene mayor potencial para contener valores altos de Pd y Pt (Tarkian y Stribny, 1999; Economou-Eliopoulos, 2005; McFall *et al.*, 2018). En relación a ello, un depósito de interés es el pórfido de Cu-Au Tiámara, en Michoacán, que se formó en un ambiente de arco de islas, con edad de mineralización de 140 ± 5 Ma (Ar-Ar en sericita; Garza-González, 2007) y contiene stocks de tonalita, granodiorita y granito calcalcalinos. Las alteraciones hidrotermales de Tiámara están clasificadas en tres etapas: (I) sobreposición de alteraciones propilítica y fílica, con asociaciones de calcopirita+pirita y bonita tardía; (II) alteraciones fílica y argílica, con la principal mineralización de cobre en asociaciones de pirita+calcopirita±bornita y pirita+calcopirita con oro; (III) alteración tardía con vetillas de cuarzo±esfalerita y etapas de carbonatación (Garza-González *et al.*, 2006; Garza-González, 2007).

En la alteración de sericita-clorita-arcilla de la fase II Leopardi-Navarro (2014) reportó exsoluciones de una fase rica en Te (fórmula empírica $\text{Ag}_{5.01}\text{Cu}_{0.17}\text{Fe}_{0.14}\text{Te}_3$) en calcopirita y hasta 0.037% en peso y 0.058% en peso de Pd en calcopirita y tennantita, respectivamente, y hasta 0.426% en peso de Pt en esfalerita. González-Jiménez *et al.* (2021) propusieron que los contenidos de metales nobles como Au y Pd dentro de la pirita procedente de las etapas hipogénicas tardías del depósito Elatsite (Bulgaria), son el resultado de removilización de estos metales a partir de mineralización temprana. Por lo tanto, posible que haya enriquecimiento de EGP en las zonas profundas de la etapa I de Tiámara.

Otro depósito de interés es el pórfido de Cu-Co de La Verde, en Michoacán, que forma parte de la Sierra Madre del Sur. Es un pórfido de cuarzodiorita calcalcalino con edad de 33.4 ± 0.7 Ma (K-Ar en hornblenda; Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007). El depósito está dividido en Cerro La Laguna (West Hill) y Cerro Mina La Verde (East Hill). El primero

contiene alteración fílica y propilítica con vetillas y disseminación de piritita+calcopiritita+arsenopiritita±pirrotita; mientras que el segundo contiene las zonas con mayor mineralización de cobre en brechas afectadas por alteración potásica con asociaciones de bornita±molibdenita-arsenopiritita, bornita±calcopiritita y calcopiritita+pirritita±bornita-arsenopiritita (AMC Mining Consultants, 2012).

Una característica importante del pórfido de La Verde es que contiene cobaltita y valores anómalos de Ni en los concentrados de sulfuros, como ocurre en Elatsite (Bulgaria) Medet (Bulgaria) y Skouries (Grecia), lo que refleja una contribución de material del manto, posiblemente en asociación con contenidos de paladio y platino (Eliopoulos *et al.*, 2014; Economou-Eliopoulos *et al.*, 2017). Por último, la evaluación preliminar de AMC Mining Consultants (2012) del pórfido de La Verde indican valores de 0.015 g/t de Pd en el concentrado de sulfuros y 0.22 g/t de Pt en los concentrados de óxidos, aunque se requiere una reevaluación de este depósito.

Los distritos mineros de Cananea y Nacozari en el norte de Sonora fueron productores de más del 80% del cobre en México entre los años 2015 y 2019 (Servicio Geológico Mexicano, 2019) y del 66% de cobre del año 2020 (Servicio Geológico Mexicano, 2021). Ambos distritos son reconocidos por contener los principales pórfidos de Cu-Mo del país (Valencia-Moreno *et al.*, 2006, 2007, 2017). Como se mencionó anteriormente, los plutones de los pórfidos cupríferos del norte de Sonora se formaron a partir de la mezcla de magmas derivados del manto astenosférico con proporciones variables de materiales de la corteza inferior, que son posibles factores para el enriquecimiento de EGP en pórfidos cupríferos. Aunado a esto, los recientes descubrimientos de MGP en pórfidos de Cu-Mo y en pórfidos de arcos tipo andino (Crespo *et al.*, 2018) sugiere que los pórfidos cupríferos de los distritos Cananea y Nacozari podrían contener MGP. Para conocer el potencial de la región se podría realizar un estudio sistemático de las zonas mineralizadas en conjunto con los concentrados de sulfuros de las minas activas.

7.5 Elementos del grupo del platino en los sistemas pórfido-epitermal

Los estudios de EGP en depósitos magmático-hidrotermales se han enfocado en los de tipo pórfido, sin embargo, también se ha reportado la ocurrencia de paladio y platino y fases minerales portadoras en vetas de la transición pórfido-epitermal, que se describen a continuación.

En el pórfido de Cu-Au de Mount Milligan (Canadá) se reportaron merenskyita (PdTe_2), esperrilita (PtAs_2), naldretteita-estibiopaladinita ($\text{Pd}_2\text{Sb-Pd}_5\text{Sb}_2$) y temagamita (Pd_3HgTe_3)

en vetas sub-epitermales de pirita-clorita de sulfuración baja a intermedia, sobrepuestas a la mineralización temprana del pórfido curpífero (Lefort *et al.*, 2011).

En el pórfido de Cu de Mikheevskoe (Rusia) se observó una única muestra de la asociación de telururos de plata-oro que contenía merenskyita (PdTe₂) y sopcheita (Ag₄Pd₃Te₄) en asociación con hessita (Ag₂Te) y coloradoita (HgTe), que se atribuye a una mineralización de tipo transicional pórfido-epitermal (Plotinskaya *et al.*, 2018).

Otro ejemplo de EGP en etapas del sistema pórfido-epitermal es en el depósito de Cu-Au de Elatsite (Bulgaria), en donde se reportaron contenidos de hasta ~5 ppm de Pd y 0.14 ppm de Pt en pirita (posiblemente en solución sólida) de la asociación cuarzo-galena-esfalerita, que se formó durante la etapa de transición pórfido-epitermal. Posiblemente el Pd y Pt fueron lixiviados de vetas tempranas que contienen Pd y Pt y posteriormente fueron incorporados a la pirita (González-Jiménez *et al.*, 2021).

Resulta interesante que en México se tiene registrada entre los años 1932 y 1935 una producción poco mayor a 7 kilogramos de platino, a partir de las barras de plata obtenidas del histórico yacimiento epitermal de Ag-Au Pachuca-Real del Monte, Hidalgo (González-Reyna, 1956). Los tres ejemplos de sistemas de pórfido-epitermal anteriormente mencionados corresponden con características de sulfuración intermedia, al igual que el epitermal Pachuca-Real del Monte, lo que demuestra que los EGP también pueden distribuirse durante la formación de vetas hidrotermales a temperaturas relativamente bajas (<300° C) y abre un tema de estudio sobre el potencial de EGP en yacimientos epitermales, que tienen gran relevancia en México.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este trabajo fue de carácter exploratorio para determinar los contenidos de EGP y posibles fases portadoras en tres pórfidos cupríferos del norte de México: el pórfido de Cu-Au Guaynopita en Chihuahua, el pórfido de Cu-Mo Buenavista del Cobre en Sonora y el pórfido de Cu-Mo Pánuco en Coahuila.

La muestra del pórfido de Cu-Au Guaynopita (Chih.) es la que contiene mayor variedad de fases minerales de las muestras analizadas en este estudio. Los minerales primarios identificados fueron cuarzo, pirita y con menor abundancia calcopirita, galena y una fase indeterminada de Bi-Te-Se. Los principales minerales secundarios identificados fueron digenita, calcosina, cuprita y malaquita y con menor abundancia óxidos de Fe-Cu y covellita, todos los anteriores en una matriz de sílice amorfa. La mineralogía y las relaciones texturales indican que esta muestra corresponde a una zona que pasó por procesos de fuerte alteración supergénica y de oxidación.

En la muestra del pórfido de Cu-Mo Buenavista del Cobre (Son.) se identificaron cuarzo, pirita y enargita, estos dos principales sulfuros en una matriz con caolinita, alunita y sericita. Con menor abundancia se identificaron monacita, rutilo, ilmenita, calcopirita, pirrotita y galena. Los minerales secundarios identificados fueron calcosina y covellita. La mineralogía corresponde a una zona de alteración argílica con parcial alteración supergénica.

La muestra del pórfido de Cu-Mo Pánuco (Coah.) contiene cuarzo y molibdenita y corresponde a la zona de veta de cuarzo-molibdenita que rodea a la brecha principal del depósito. No se encontraron inclusiones de alguna otra fase mineral.

El contenido de EGP en las tres muestras fueron bajos, a excepción de Guaynopita (Chih.) con 45 ppb de Pd y 336 ppb de Au, lo que abre la posibilidad de estudiar las zonas de oxidación de este pórfido cuprífero. Además, debido a las similitudes que tiene Guaynopita con pórfidos de Cu-Au-Pd±Pt es el depósito con mayor potencial de contener EGP y MGP. Por lo tanto, se recomienda realizar un estudio sistemático a nivel yacimiento de la zona de oxidación y de alteración potásica.

Los bajos contenidos de EGP de Buenavista del Cobre (Son.) pueden deberse a que la muestra procede de la zona de alteración argílica, ya que no suele ser una zona con alto potencial de enriquecimiento de estos metales nobles. Para este depósito y, en general, para los pórfidos cupríferos de los distritos mineros de Cananea y Nacozari se recomienda un estudio de las zonas mineralizadas y de los concentrados de sulfuros para conocer el potencial de contener EGP.

Los bajos contenidos de EGP de Pánuco (Coah.) pueden deberse a que la muestra estudiada procede de la zona de veta de molibdeno y cuarzo, ya que ambos minerales no suelen contener valores relevantes en EGP y, también, porque este depósito tiene características que indican un bajo potencial para contener estos metales nobles.

Otros pórfidos cupríferos en México con potencial de contener EGP y MGP son Tiámara y La Verde, en Michoacán, debido a que ambos comparten características importantes con pórfidos de Cu-Au-Pd±Pt. Por lo tanto, estos depósitos son aptos para un estudio sistemático de las asociaciones que contengan calcopirita y bornita en las zonas de alteraciones potásica y propilítica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Audétat, A., & Li, W. (2017). The genesis of Climax-type porphyry Mo deposits: Insights from fluid inclusions and melt inclusions. *Ore Geology Reviews*, 88, 436-460.
- AMC Mining Consultants (2012). La Verde Copper Project Michoacán State, Mexico. Technical report for Catalyst Copper Corp. ACM 712013, 187 p.
- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J. T., & Zurcher, L. (2005). Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern Mexico: Age constraints from Re-Os geochronology in molybdenite. *Economic Geology*, 100(8), 1605-1616.
- Camprubí, A. (2009). Major metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25, 1-20.
- Camprubí, A. (2013). Tectonic and metallogenic history of Mexico. *Tectonics, metallogeny, and discovery: the North American Cordillera and similar accretionary settings: Society of Economic Geologists, Special Publication*, 17, 201-243.
- Camprubí, A. (2017). The metallogenic evolution in Mexico during the Mesozoic, and its bearing in the Cordillera of Western North America. *Ore Geology Reviews*, 81, 1193-1214.
- Camprubí, A., González-Partida, E., López-Martínez, M., Iriando, A., Alfonso, P., Cienfuegos-Alvarado, E., Gutiérrez-Armendáriz, E., Morales-Puente, P., Canet, C., & González-Ruiz, L. (2017). The Upper Cretaceous Guaynopa IOCG and Guaynopita porphyry copper deposits, Chihuahua, Mexico. *Ore Geology Reviews*, 81, 1096-1112.
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Chan, T.K., Finch, I.J., (2001). Determination of platinum-group elements and gold by inductively coupled plasma mass spectrometry. *In: Australian Platinum Conference*, Perth, Western Australia.
- Chávez, W. (2000). Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *SEG Newsletter, Society of Economic Geologists*, 41, 10-21.
- Chávez-Cabello, G. (2005). *Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México* [Tesis doctoral]. Centro de Geociencias, UNAM, 266 p.

Clark, K. F., & Fitch, D. C. (2009). Evolución de depósitos metálicos en tiempo y espacio en México. *Geología Económica de México*, II Edición: Pachuca, Hidalgo, *Servicio Geológico Mexicano*, 953 p.

Cooke, D. R., Hollings, P., & Walshe, J. L. (2005). Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic geology*, 100(5), 801-818.

Consejo de Recursos Minerales (2001). Informe de la Carta Geológico-Minera Cananea Clave H12B53, Escala 1:50,000, Municipios De Cananea, Bacoachi, Fronteras Y Arizpe, Sonora. CRM *Archivo Técnico*.

Crespo, J., Reich, M., Barra, F., Verdugo, J. J., & Martínez, C. (2018). Critical metal particles in copper sulfides from the supergiant Río Blanco porphyry Cu–Mo deposit, Chile. *Minerals*, 8(11), 519.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., & Clark, K. F. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Revista del Instituto de Geología. *Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 131-139.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., & Clark, K. F. (1983). Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1052-1071.

Del Río-Salas, R., Ochoa-Landín, L., Valencia-Moreno, M., Calmus, T., Meza-Figueroa, D., Salgado-Souto, S., Kirk, J., Ruiz, J., & Mendívil-Quijada, H. (2017). New U–Pb and Re–Os geochronology of Laramide porphyry copper mineralization along the Cananea lineament, northeastern Sonora, Mexico: Contribution to the understanding of the Cananea copper district. *Ore Geology Reviews*, 81, 1125-1136.

Edwards, R. P. & Atkinson, K. (1986). *Ore deposit geology and its influence on mineral exploration*. Chapman & Hall.

Economou-Eliopoulos, M. (2005). Platinum-group element potential of porphyry deposits. *Mineralogical Association of Canada Short Course*, 35, 203-245.

Economou-Eliopoulos, M. (2010). Platinum-group elements (PGE) in various geotectonic settings: opportunities and risks. *Hellenic Journal of Geosciences*, 45, 65-82.

Economou-Eliopoulos, M., Eliopoulos, D. G., & Tsoupas, G. (2017). On the diversity of the PGE content in chromitites hosted in ophiolites and in porphyry-Cu systems: Controlling factors. *Ore Geology Reviews*, 88, 156-173.

- Eliopoulos, D. G., Economou-Eliopoulos, M., & Zelyaskova-Panayiotova, M. (2014). Critical factors controlling Pd and Pt potential in porphyry Cu–Au deposits: evidence from the Balkan Peninsula. *Geosciences*, 4(1), 31-49.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fuentes-Guzmán, E., (2016). *Metalogenia de la mina de Pánuco, Coahuila, México* [tesis de maestría]. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM, 111 p.
- Garza-González Vélez, C. E. (2007). *Metalogenia del pórfido de cobre Tiámaro, estado de Michoacán* [tesis de doctorado]. Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, UNAM, 258 p.
- Garza-González, C., Camprubí, A., González-Partida, E., Arriaga-García, G., & Rosique-Naranjo, F. (2006). Hydrothermal alteration and fluid inclusion study of the Lower Cretaceous porphyry Cu–Au deposit of Tiámaro, Michoacán, México. *Journal of Geochemical Exploration*, 89(1-3), 124-128.
- Georgiev, G. (2008). A genetic model of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. *Geochemistry, mineralogy and petrology*, 46, 143-160.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., & Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153-181.
- González-Jiménez, J. M., Piña, R., Kerestedjian, T. N., Gervilla, F., Borrajo, I., Farré-de Pablo, J., Proenza, J. A., Tornos, F., Roqué, J., & Nieto, F. (2021). Mechanisms for Pd-Au enrichment in porphyry-epithermal ores of the Elatsite deposit, Bulgaria. *Journal of Geochemical Exploration*, 220, 106664.
- González-Partida, E., Canet, C., Camprubí, A., González-Ruiz, L., (2011). Guaynopita y Guaynopita, dos tipologías de mineralización de edad Cretácico Superior en la Sierra Madre Occidental, México, *Actas INAGEQ* 17, 156.
- González-Reyna, J., (1956). Riqueza minera y yacimientos minerales de México. 3a ed. Banco de México, Departamento de Investigaciones Industriales, 497 p.
- Griffin, W. L., Begg, G. C., & O'reilly, S. Y. (2013). Continental-root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*, 6(11), 905-910.

Grupo México (2017). Informe Anual. 144 p.

Gutiérrez-Armendáriz, E. (2015). Estudio metalogénico del yacimiento de Guaynopa municipio de Madera Chihuahua: hacia una tipología de yacimiento del espécimen óxidos de hierro, cobre y oro (IOCG) [tesis de maestría]. Centro de Geociencias, UNAM, 101 p.

Hanley, J. J. (2005). The aqueous geochemistry of the platinum-group elements (PGE) in surficial, low-T hydrothermal and high-T magmatic-hydrothermal environments. *Exploration for Platinum-group element deposits*, 35, 35-56.

Hou, Z., Zhang, H., Pan, X., & Yang, Z. (2011). Porphyry Cu (-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain. *Ore Geology Reviews*, 39(1-2), 21-45.

Kirkham, R. V., & Sinclair, W.D. (1996). Porphyry copper, gold, molybdenum, tungsten, tin, silver. *Geology of Canadian mineral deposit types*, 8, 421-446.

Laznicka, P. (2006). Giant Metallic Deposits: future sources of industrial metals. Springer Science y Business Media.

Leopardi-Navarro, D. (2014). *Mineralización del pórfido del cobre-oro de Tiámara, estado de Michoacán* [Tesis de licenciatura]. Facultad de Ingeniería, UNAM, 133 p.

LeAnderson, P. J., Schrader, E. L., Brake, S., & Kaback, D. S. (1987). Behavior of molybdenum during weathering of the Ceresco Ridge porphyry molybdenite deposit, Climax, Colorado and a comparison with the Hollister deposit, North Carolina. *Applied geochemistry*, 2(4), 399-415.

LeFort, D., Hanley, J., & Guillong, M. (2011). Subepithermal Au-Pd Mineralization Associated with an Alkalic Porphyry Cu-Au Deposit, Mount Milligan, Quesnel Terrane, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 106(5), 781-808.

Lichtner, P. C., & Biino, G. G. (1992). A first principles approach to supergene enrichment of a porphyry copper protore: I. Cu-Fe-S subsystem. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(11), 3987-4013.

Lowell, J. D., & Guilbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic geology*, 65(4), 373-408.

- Ludington, S., & Plumlee, G. S. (2009). Climax-type porphyry molybdenum deposits. *US geological survey open-file report, 1215(16)*.
- McFall, K. A., Naden, J., Roberts, S., Baker, T., Spratt, J., & McDonald, I. (2018). Platinum-group minerals in the Skouries Cu-Au (Pd, Pt, Te) porphyry deposit. *Ore Geology Reviews, 99*, 344-364.
- McMillan, W. J., & Panteleyev, A. (1990). Porphyry copper deposits. *Ore deposit models. Geoscience Canada reprint series 3*, 45-58.
- Misra, K. (2000). *Understanding Mineral Deposits*. Springer Science & Business Media.
- Mota-E-Silva, J., Prichard, H. M., Suárez, S., Ferreira Filho, C. F., & Fisher, P. C. (2016). Supergene alteration of platinum-group minerals and the formation of Pd-Cu-O and Pd-IO compounds in the Limoeiro Ni-Cu-(PGE) deposit, Brazil. *The Canadian Mineralogist, 54(3)*, 755-778.
- Mungall, J. E., & Naldrett, A. J. (2008). Ore deposits of the platinum-group elements. *Elements, 4(4)*, 253-258.
- Navarro-Sánchez, U. (2014). *Elaboración de la carta geológico-minera San Antonio de Adentro G14-A64, escala 1:50,000*. [Informe de trabajo profesional]. Facultad de Ingeniería, UNAM, 63p.
- Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Del Río-Salas, R., & Valencia-Moreno, M. (2011). Depósitos minerales De sonora, méxico. Panorama de la geología de Sonora, México, Universidad Nacional Autónoma de México, *Instituto de Geología, Boletín*, 118, 299-331.
- Pérez-Segura, E., González-Partida, E., & Roldán-Quintana, J. (2013). Genetic implications of new Sr and Nd isotopic data of the intrusive rocks from the Laramide Arc in Northern Sonora, Mexico. *Journal of Iberian Geology, 39(1)*, 131-146.
- Pirajno, F. (1992). *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer Science & Business Media.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media.
- Plotinskaya, O. Y., Azovskova, O. B., Abramov, S. S., Groznova, E. O., Novoselov, K. A., Seltmann, R., & Spratt, J. (2018). Precious metals assemblages at the Mikheevskoe porphyry copper deposit (South Urals, Russia) as proxies of epithermal overprinting. *Ore Geology Reviews, 94*, 239-260.

- Richards, J. P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515-1533.
- Richards, J. P. (2011). Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1), 1-26.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Blackwell publishing.
- Sawkins, F.J. (1990). Metal deposits in relation to plate tectonics, 2nd ed, Springer-Verlag, Berlin
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A., & Barton, M. D. (2005). Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniv Vol*, 251-298
- Seedorff, E., Barton, M. D., Stavast, W. J., & Maher, D. J. (2008). Root zones of porphyry systems: Extending the porphyry model to depth. *Economic Geology*, 103(5), 939-956.
- Servicio Geológico Mexicano (2008). Informe de la carta geológico-minera y geoquímica San Antonio de Adentro, G14-A64 Escala 1:50,000 Estados de Coahuila y Nuevo León, 48 p.
- Servicio Geológico Mexicano (2012). Texto Explicativo de la carta geológico-minera y geoquímica El Yerbanís H12-D38 Escala 1:50,000 Estado de Chihuahua, 97 p.
- Servicio Geológico Mexicano (2019). Anuario estadístico de la minería mexicana, 2018. Subsecretaría de Minería, 543 p.
- Servicio Geológico Mexicano (2021). Anuario estadístico de la minería mexicana, 2020. Subsecretaría de Minería, 429 p.
- Sillitoe, R. H. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2), 184-197.
- Sillitoe, R. H. (1973). The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 68(6), 799-815.
- Sillitoe, R. H. (2000). Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, 13, 315-345.

- Sillitoe, R. H. (2005). Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits. *Economic Geology*, 100, 723-768.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.
- Sillitoe, R. H., Halls, C., & Grant, J. N. (1975). Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, 70(5), 913-927.
- Sinclair, W. D., & Goodfellow, W. D. (2007). Porphyry deposits. *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5*, 223-243.
- Singer, D. A. (1995). World class base and precious metal deposits; a quantitative analysis. *Economic Geology*, 90(1), 88-104.
- Singer, D.A., Berger, V.I., Moring, B.C., (2008). Porphyry copper deposits of the world: database and grade and tonnage models. *United States Geological Survey, Open File Report 2008-1155 version 1.0*.
- Sotnikov, V. I., Berzina, A. N., Economou-Eliopoulos, M., & Eliopoulos, D. G. (2001). Palladium, platinum and gold distribution in porphyry Cu±Mo deposits of Russia and Mongolia. *Ore Geology Reviews*, 18(1-2), 95-111.
- Suárez, S., Prichard, H. M., Velasco, F., Fisher, P. C., & McDonald, I. (2010). Alteration of platinum-group minerals and dispersion of platinum-group elements during progressive weathering of the Aguablanca Ni–Cu deposit, SW Spain. *Mineralium Deposita*, 45(4), 331-350.
- Sugaki, A., Shima, H., Kitakaze, A., & Harada, H. (1975). Isothermal phase relations in the system Cu-Fe-S under hydrothermal conditions at 350 degrees C and 300 degrees C. *Economic Geology*, 70(4), 806-823.
- Sun, W., Huang, R. F., Li, H., Hu, Y. B., Zhang, C. C., Sun, S. J., Zhang, L. P., Ding, X., Li, C. Y., Zartman, R. E., Ling, M. X. (2015). Porphyry deposits and oxidized magmas. *Ore Geology Reviews*, 65, 97-131.
- Tarkian, M., & Stribrny, B. (1999). Platinum-group elements in porphyry copper deposits: a reconnaissance study. *Mineralogy and Petrology*, 65(3-4), 161-183.

- Tarkian, M., Hünken, U., Tokmakchieva, M., & Bogdanov, K. (2003). Precious-metal distribution and fluid-inclusion petrography of the Elatsite porphyry copper deposit, Bulgaria. *Mineralium Deposita*, 38(3), 261-281.
- Taylor, R. D., Hammarstrom, J. M., Piatak, N. M., & Seal II, R. R. (2012). *Arc-related porphyry molybdenum deposit model: Chapter D in Mineral deposit models for resource assessment* (No. 2010-5070-D). US Geological Survey.
- Valencia, V. A., Barra, F., Weber, B., Ruiz, J., Gehrels, G., Chesley, J., & Lopez-Martinez, M. (2006). Re–Os and U–Pb geochronology of the El Arco porphyry copper deposit, Baja California Mexico: implications for the Jurassic tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1-2), 39-51.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L. H. (2009). Metalogénesis de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en Sonora. *XXVIII Convención Minera Internacional, AIMMGM AC, Veracruz, Ver.*
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., & Pérez-Segura, E. (2006). Características metalogénicas de los depósitos de tipo pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(1), 1-26.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., & Pérez-Segura, E. (2007). Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of México and their situation in the world context. *Special Papers-Geological Society of America*, 422, 433.
- Valencia-Moreno, M., Camprubí, A., Ochoa-Landín, L., Calmus, T., & Mendívil-Quijada, H. (2017). Latest Cretaceous-early Paleogene “boom” of porphyry Cu mineralization associated with the Laramide magmatic arc of Mexico. *Ore Geology Reviews*, 81, 1113-1124.
- Viera-Décida, F., Ramírez Fernández, J. A., Velasco Tapia, F. & Orozco Esquivel, M. T. (2009). Relaciones petrogenéticas del magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. *CIENCIA-UANL*, 12(1), 6.
- Vignerresse, J. L. (2019). Addressing ore formation and exploration. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1613-1622.
- Virtue, T. L. (1996) *Geology, mineralogy, and genesis of supergene enrichment at the Cananea porphyry copper deposit* [Master Dissertation]. The University of Texas, El Paso, 261 p.

- Wang, M., Gutzmer, J., Michalak, P. P., Guo, X., Xiao, F., Wang, W., & Liu, K. (2014). PGE geochemistry of the Fengshan porphyry–skarn Cu–Mo deposit, Hubei Province, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 56, 1-12.
- Wodzicki, W. A. (1995). *The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico* [Doctoral dissertation]. The University of Arizona, Arizona, 181 p.
- Wodzicki, W. A. (2001). The Evolution of Magmatism and Mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico: in Albinson, T. and Nelson, CE (Eds). *New Mines and Discoveries in Mexico and Central America. Econ Geol Special Publication*, 8, 241-261.
- Wu, S., Sun, W., & Wang, X. (2019). A new model for porphyry W mineralization in a world-class tungsten metallogenic belt. *Ore Geology Reviews*, 107, 501-512.
- Zhou, T., Wang, S., Fan, Y., Yuan, F., Zhang, D., & White, N. C. (2015). A review of the intracontinental porphyry deposits in the Middle-Lower Yangtze River Valley metallogenic belt, Eastern China. *Ore Geology Reviews*, 65, 433-456.
- Zientek, M. L., Loferski, P. J., Parks, H. L., Schulte, R. F., & Seal II, R. R. (2017). Platinum-group elements (No. 1802-N). *US Geological Survey*.

ANEXOS

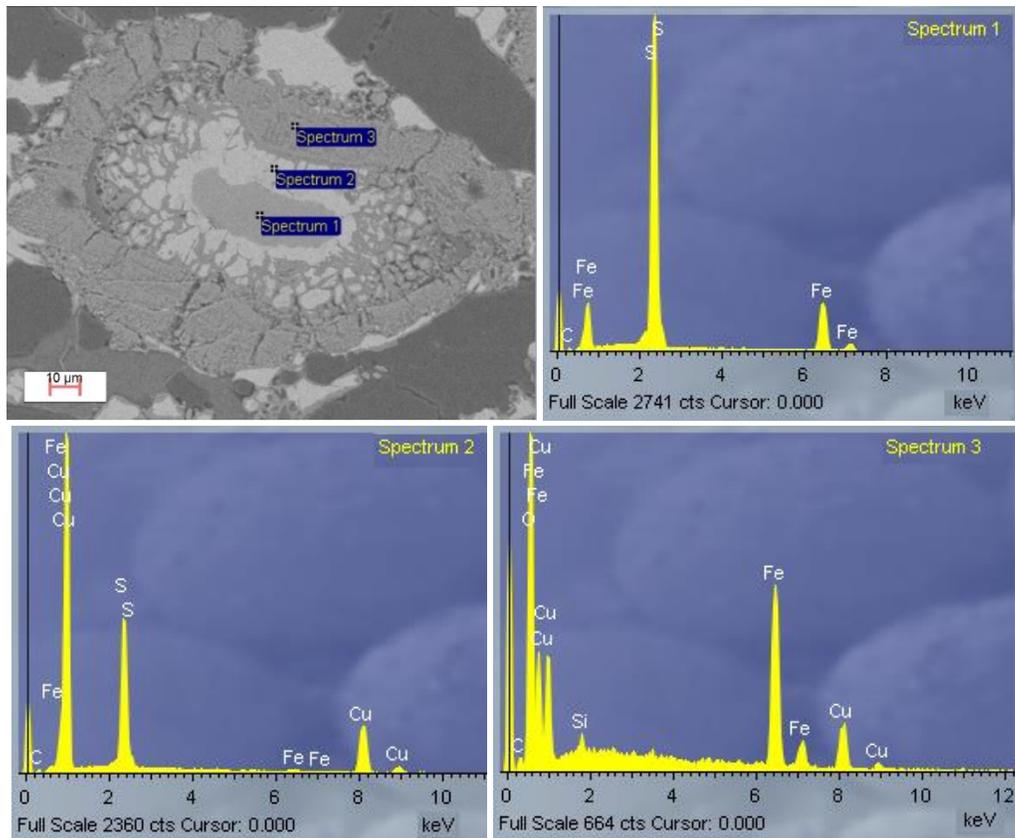
Anexo 1. Ubicación, edades y tipología de los pórfidos cupríferos de México.

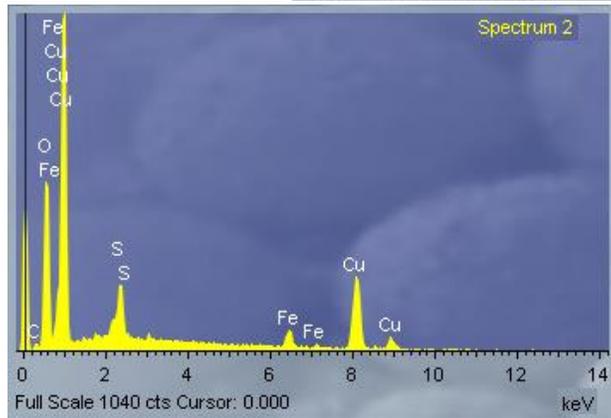
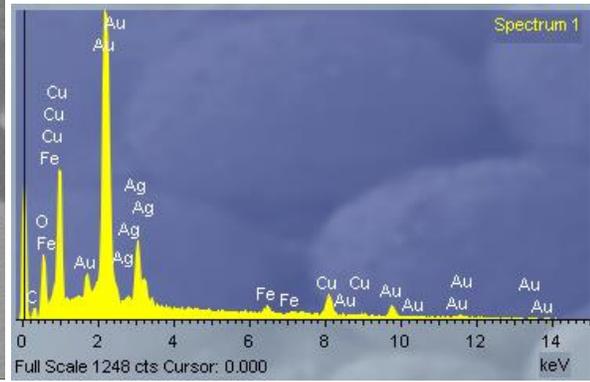
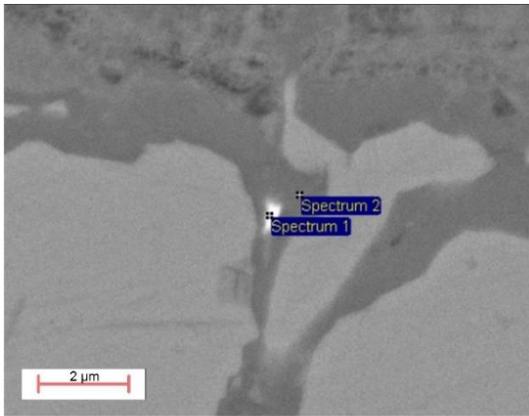
ID	Nombre	Estado	Latitud	Longitud	Edad (Ma)	Método	Época	Mineralización	
1	San Juan Mazatlán	Oaxaca	17.02674	-95.43965	190.6	K-Ar	Jurásico Inferior	Cu	
2	El Arco	Baja California	28.03333	-113.56667	164.1	Re-Os	Jurásico Medio	Cu-Au	
3	Tiámara	Michoacán	19.38333	-100.68333	132.3-131	U/Pb	Cretácico Inferior	Cu-Au	
4	Sauzalito – Minitas	Baja California	30.06667	-115.34972	95–73	K-Ar, Ar/Ar, U/Pb	Cretácico Superior	Au-Cu?	
5	Bacamacari	Sinaloa	25.24583	-107.81889	88	K-Ar		Cu-W	
6	Metates	Durango	24.91667	-106.37500	85	K-Ar		Au-Ag	
7	Guaynopita	Chihuahua	29.32833	-108.47889	84.4	U/Pb		Cu-Au	
8	Fortuna del Cobre	Sonora	30.07844	-112.49466	75.0	Re-Os		Cu-Mo	
9	El Pilar	Sonora	31.20577	-110.67355	73.9	Re-Os		Cu	
10	Los Humos	Sonora	31.23105	-111.91788	73.5	Re-Os		Cu-Mo	
11	Los Naranjos	Sinaloa	23.45894	-106.05403	68.5–65.0	K-Ar		Mo-Cu	
12	La Margarita (Caborca)	Sonora	31.14611	-112.08222	67.6	K-Ar		Cu	
13	Bahuerachi	Chihuahua	27.05167	-108.34111	65.7	?		Paleoceno	Cu
14	El Coralillo	Sonora	31.31738	-110.68033	64	U/Pb			Cu-Ag-Au
15	Cerro San Pedro	San Luis Potosí	22.21714	-100.80042	64	K-Ar	Au-Ag		
16	Milpillas	Sonora	31.11667	-110.45000	63.1	Re-Os	Cu-Au-Mo		
17	Los Cimientos	Michoacán	19.57284	-100.99755	62.8	K-Ar	Cu-Au		
18	Lucy	Sonora	28.42556	109.86472	61.8	Re-Os	Mo-Cu		
19	La Mariquita	Sonora	31.05556	-110.42083	59.3	Re-Os	Cu-Mo		
20	Cumobabi (San Judas)	Sonora	29.87250	-109.96194	58.7	Re-Os	Mo-(Cu-W)		
21	Tarachi	Sonora	28.81601	-108.91750	60.99–60.0	U/Pb, Re-Os	Mo-Au		
22	El Alacrán	Sonora	30.84051	-110.20001	60.9	Re-Os	Cu-Mo		
23	Los Alisos	Sonora	30.37510	-109.44557	60.4–60.2	U/Pb	Cu-Mo		
24	María	Sonora	31.02244	-110.37529	60.4	Re-Os	Cu-Mo		
25	Piedras Verdes	Sonora	27.16806	-109.01944	~60.0	Re-Os	Cu-Mo		
26	Buenavista del Cobre (Cananea)	Sonora	30.95417	-110.31667	59.3	Re-Os	Cu-Mo		
27	La Azulita	Sinaloa	23.57361	-106.15111	59.5	K-Ar	Cu-Mo		
28	San José del Desierto	Sinaloa	25.56444	-107.03000	59.1	K-Ar	Cu-Mo-W		
29	Magistral (Choix)	Sinaloa	25.62336	-107.82467	59.0–56.0	?	Cu-Mo-W		
30	Cuatro Hermanos	Sonora	28.38611	-109.65694	58.0–55.7	K-Ar, Re-Os	Cu-Mo		
31	San Manuel (Altar)	Sonora	31.19500	-112.12056	<58.0	K-Ar	Au		
32	Las Higueras	Sinaloa	25.01083	-107.22917	57.9	K-Ar	Cu-Mo		
33	San Antonio de la Huerta (Luz del Cobre)	Sonora	28.43333	-109.38333	57.4	K-Ar	Cu-Mo		
34	Santo Tomás – Cuchicari	Sinaloa	26.89270	-108.19060	57.2	K-Ar	Cu-Au-Mo		
35	Suaqui Verde	Sonora	28.41139	-109.80306	57	Re-Os	Cu-Mo		
36	Tameapa	Sinaloa	25.66844	-107.35160	57–50	Re-Os	Cu-Au-Mo		
37	El Batamote	Sonora	30.44667	-109.44639	56.8	K-Ar	Cu-Au-Mo		

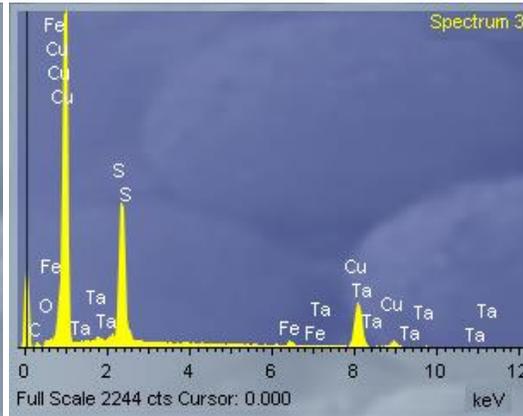
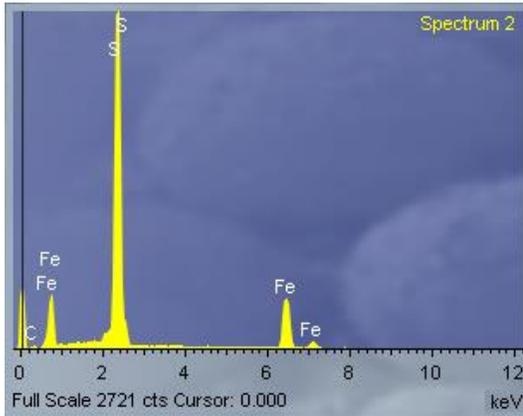
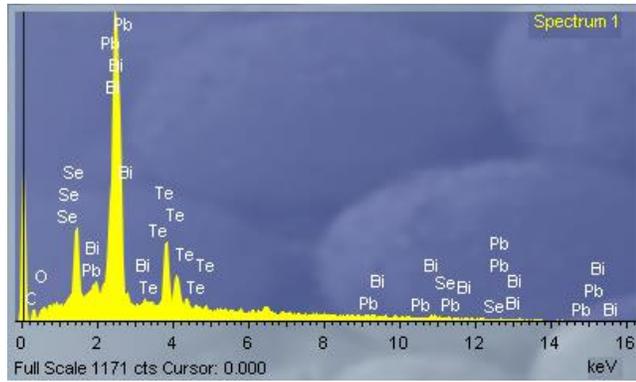
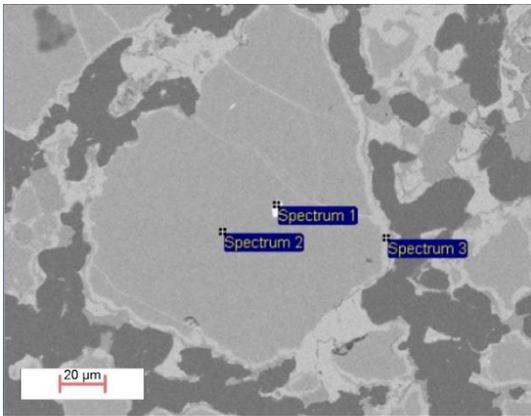
38	Huepac (Padercitas – Washington)	Sonora	29.89639	-110.06639	56.8–45.7	K-Ar		Cu-W-Mo-Ag
39	Los Chicharrones	Sinaloa	25.41667	-107.38333	56.2	K-Ar		Mo
40	Tres Piedras	Sonora	28.46550	-109.11720	<56.1–55.7	Ar/Ar		Mo-W-Cu
41	Bella Esperanza	Sonora	30.26472	-109.70222	55.9	K-Ar	Eoceno	Cu-Mo
42	Aurora	Sonora	28.56194	-109.61417	55.8–53.5	K-Ar		Cu-Mo
43	La Caridad	Sonora	30.31806	-109.55667	54	Re-Os		Cu-Mo
44	Malpica (La Reyna)	Sinaloa	23.33333	-106.06667	54.1	Re-Os		Cu-Mo
45	La Sorpresa	Jalisco	20.46107	-104.14098	54	?		Cu
46	El Crestón	Sonora	29.89000	-110.66056	53.5	K-Ar		Mo
47	Pilares	Sonora	30.33389	-109.63278	~53.0	?		Cu-Mo-W
48	Florida-Barrigón	Sonora	30.38389	-109.73056	52.4	K-Ar		Cu-Mo
49	Satevo-Tahonas	Chihuahua	26.98770	-107.71900	51.6	K-Ar		Au-Ag-Cu
50	La Guadalupana	Chihuahua	26.64972	-107.71500	51	K-Ar		W-Cu-(Mo)
51	Los Verdes (Yécora)	Sonora	28.39468	-109.14957	49.6	K-Ar		W-Mo-Cu
52	Cerro Colorado	Chihuahua	26.28611	-107.34333	46.3	K-Ar		Cu-Mo
53	Cerro Pánuco	Coahuila	26.71125	-100.99036	41.84-37.56	Re-Os, Ar/Ar		Cu-Mo
54	Inguarán	Michoacán	18.88083	-101.64083	35.6	K-Ar		Cu-W
55	La Verde	Michoacán	19.07778	-102.03139	33.4	K-Ar	Oligoceno	Cu-Co
56	San Isidro	Michoacán	18.94361	-101.97833	32.5	K-Ar		Cu
57	Ixtacamaxtitlán	Puebla	19.70017	-97.84979	17.8	Ar/Ar	Mioceno	Cu-Mo-Au
58	Caballo Blanco	Veracruz	19.68056	-96.45278	17.0–7.48	K-Ar		Cu-Au
59	Tolimán	Chiapas	15.31889	-92.33056	5.75	K-Ar		Cu
60	Ixhuatán	Chiapas	17.24703	-93.06021	~2.8	K-Ar, Ar-Ar	Plioceno	Cu-Au-Mo

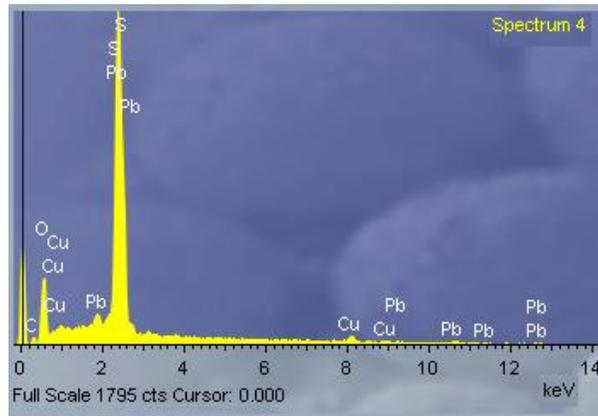
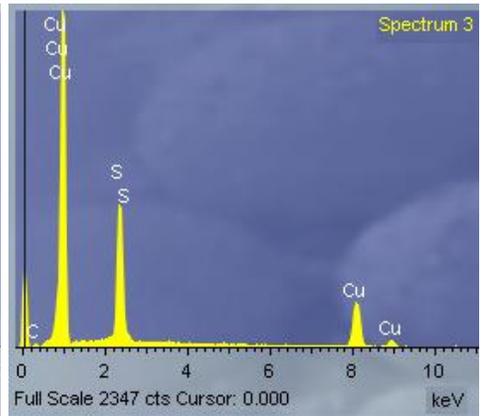
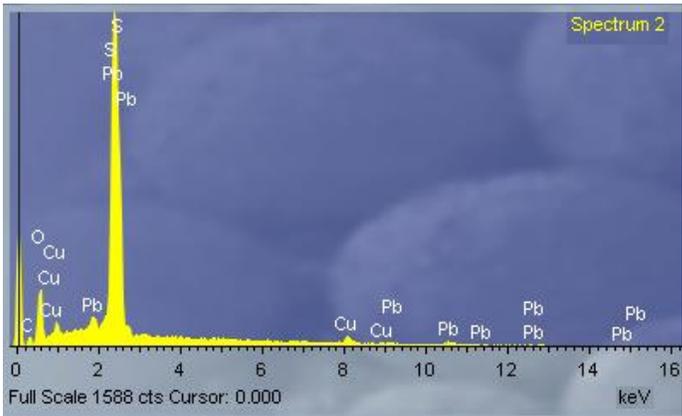
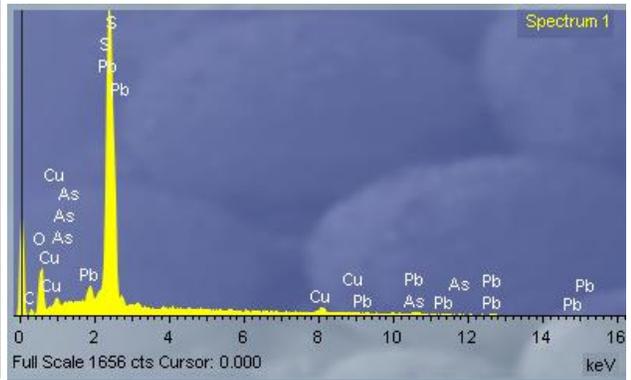
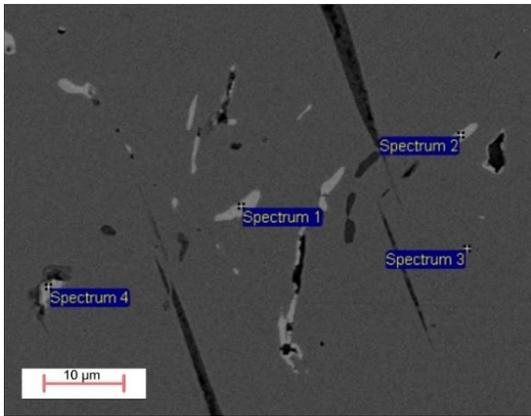
Anexo 2

2.1 Espectros de dispersión de energía de la muestra MJ-17 Guaynopita, Chihuahua

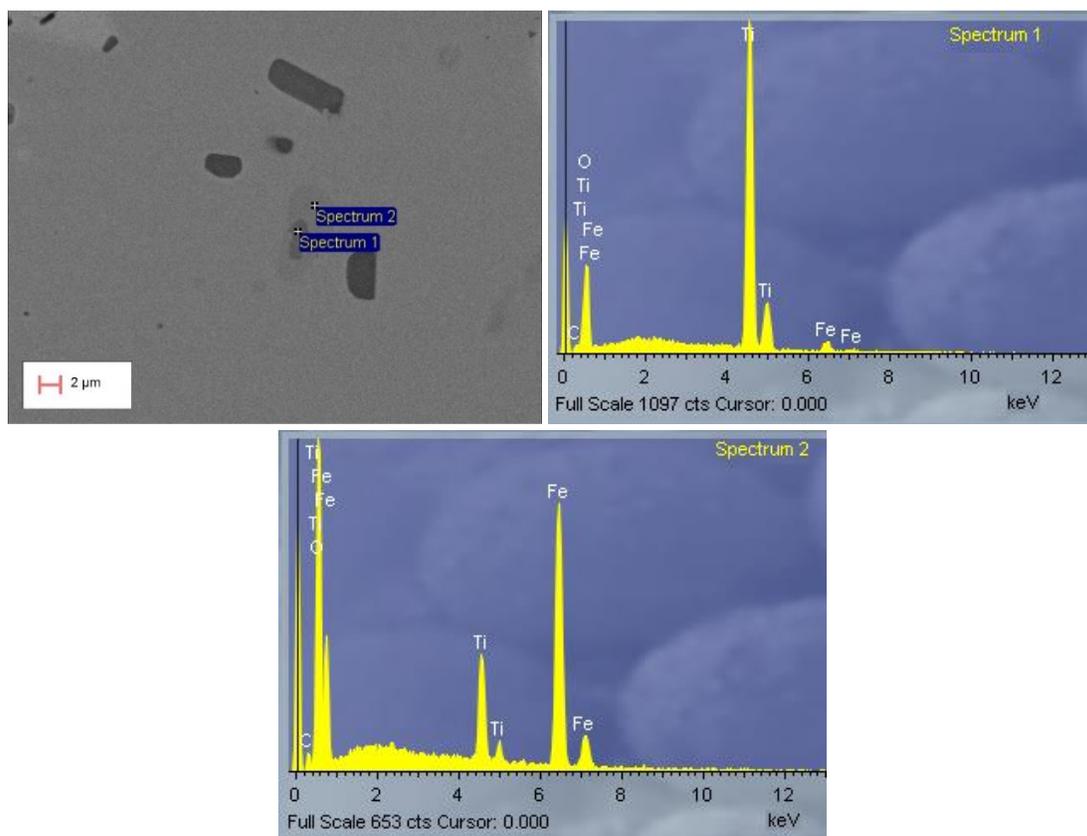


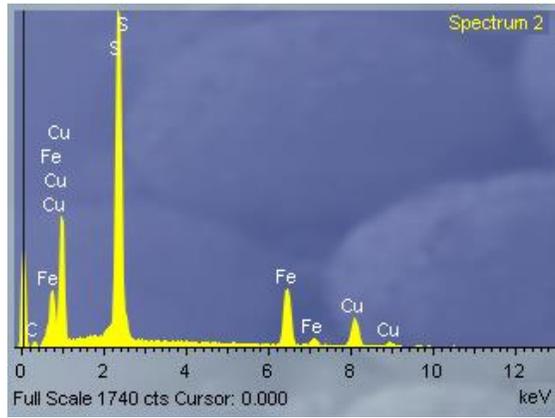
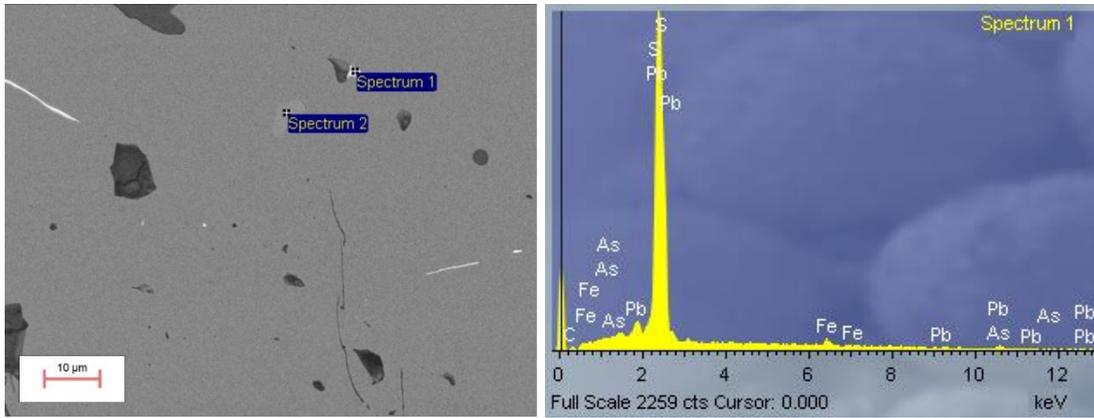


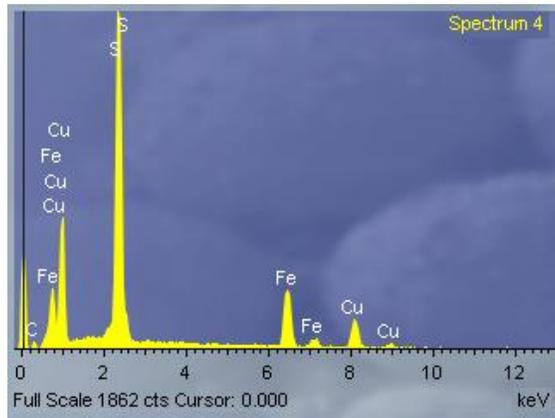
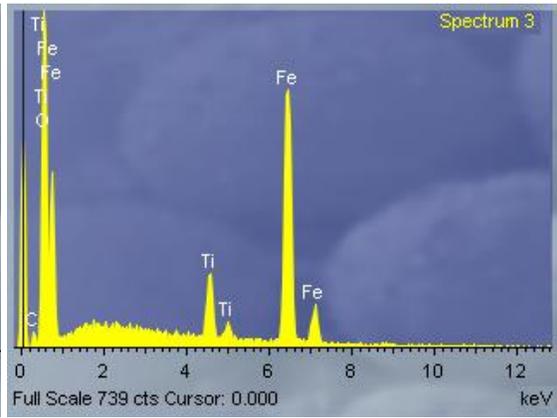
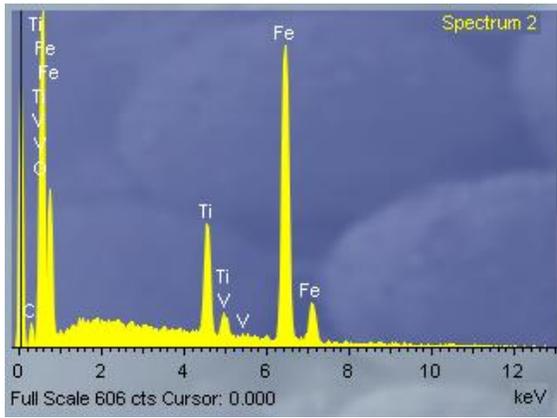
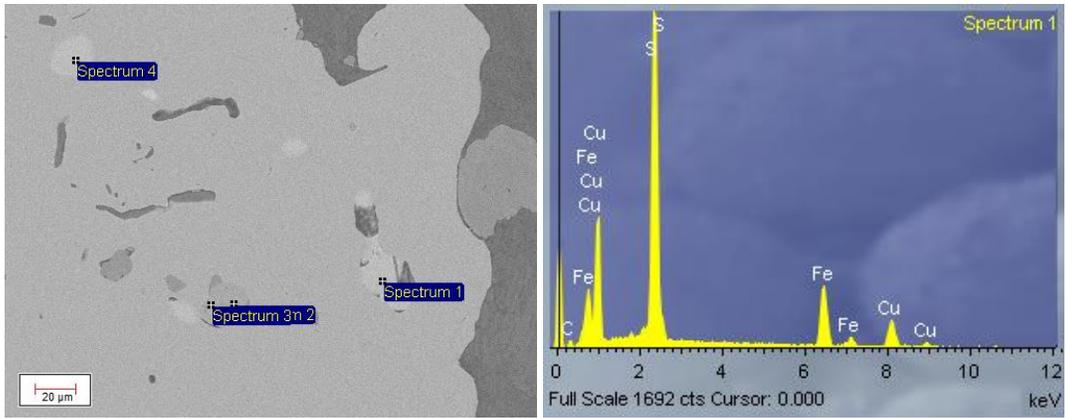




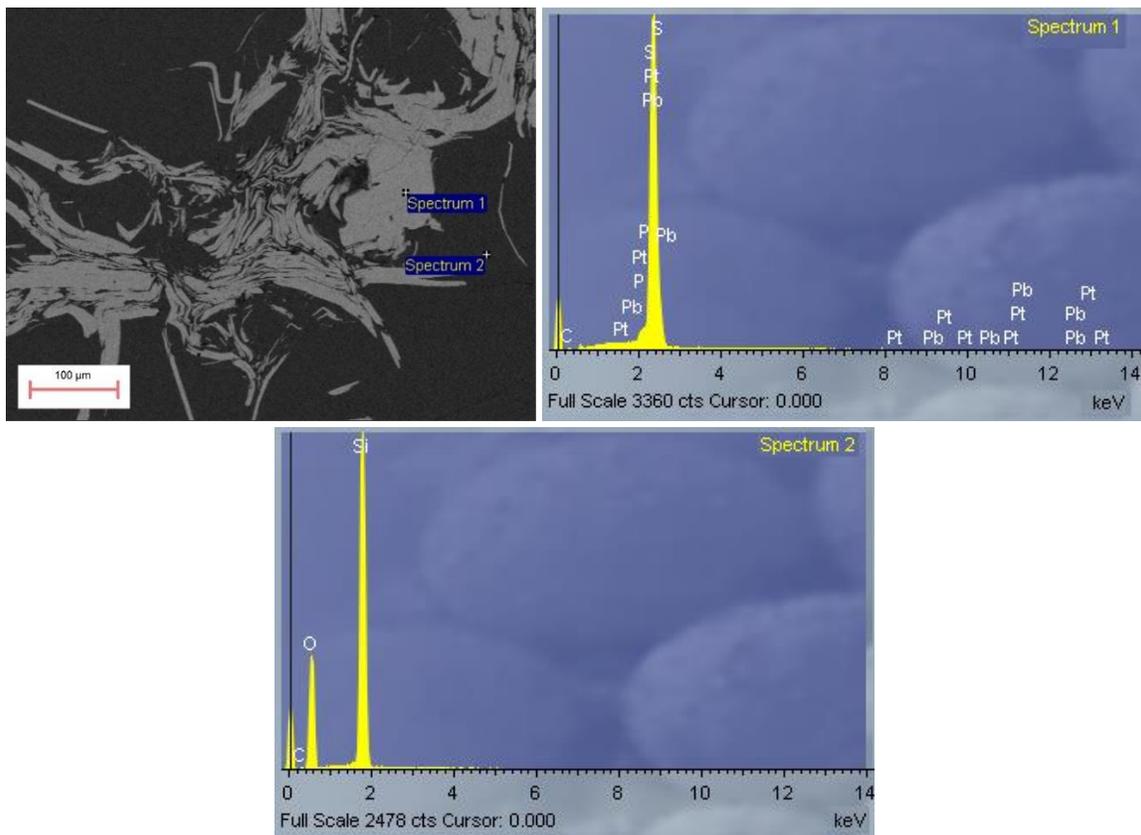
2.2 Espectros de dispersión de energía de muestra la MJ-15, Buenavista del Cobre, Sonora

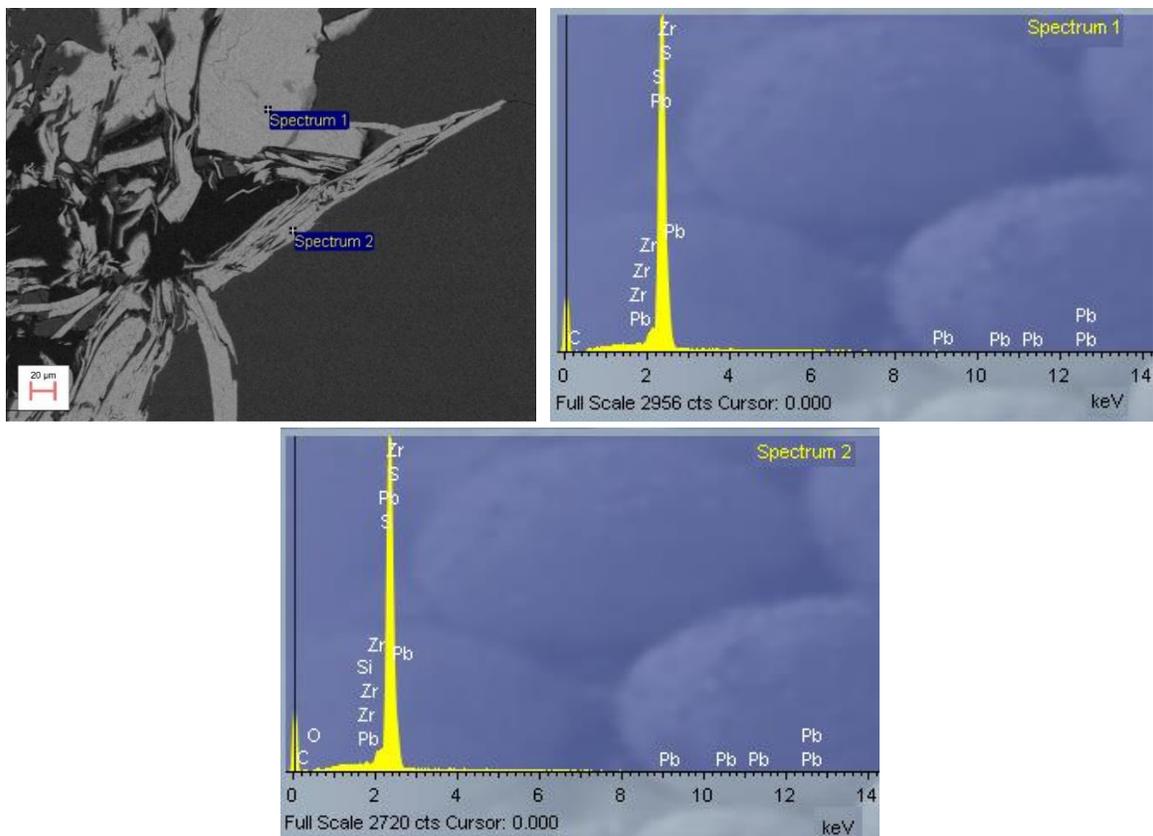






2.3 Espectros de dispersión de energía de la muestra MJ-13, Pánuco, Coahuila





Anexo 3. Datos obtenidos de microsonda electrónica de las muestras MJ-15 de Buenavista del Cobre, Sonora.

DataSet/Point	S	Fe	Ni	Co	Cu	As	Sb	Te	Total	Comment
1	52.8022	46.6224	0.0251	0.0329	0.0109	0.0000	0	0.0348	99.5282	MJ15a-PTO4-1
2	33.8611	30.2202	0.0000	0.0144	33.4895	0.0035	0	0.0407	97.6294	MJ15a-PTO4-2
3	37.6889	59.7736	0.0075	0.0416	0.9764	0.0001	0	0.0428	98.5308	MJ15a-PTO4-3
4	37.8482	60.6508	0.0387	0.0426	0.0323	0.0000	0	0.0448	98.6574	MJ15a-PTO4-4
5	53.0875	46.7826	0.0226	0.0653	0.015	0.0000	0	0.0381	100.011	MJ15a-PTO9-1
6	34.2772	31.0766	0.0000	0.0204	32.5474	0.0000	0	0.0540	97.9755	MJ15a-PTO9-2
7	38.2791	60.5671	0.0635	0.0506	0.0282	0.0086	0	0.0448	99.0419	MJ15a-PTO9-3