



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Apuntes de Yacimientos
Magmático-Hidrotermales
para el curso de Metalogenia
de la Facultad de Ingeniería**

MATERIAL DIDÁCTICO

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Adriana Espinoza Sánchez

ASESOR DE MATERIAL DIDÁCTICO

Dr. Aldo Ramos Rosique



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020

Agradecimientos

En primera instancia, agradezco a mis padres, María Victoria Sánchez García y Miguel Ángel Espinoza Maldonado, quienes me han brindado su cariño y apoyo incondicional, su paciencia y amor, siempre impulsándome a ser mejor persona y a seguir adelante.

A mis hermanos, María Lucero y Luis Bernardo, por su apoyo en todo momento, sus consejos y por motivarme a dar lo mejor de mí en cada paso que doy.

A mis tíos, Félix Sánchez García y Cristina Sánchez García, quienes son como mis segundos padres, y me han brindado gratos consejos en mi desarrollo y crecimiento personal y profesional.

A mis primos, Luis, Jorge y Rubí Rojas Sánchez, que son como mis hermanos y siempre han estado presentes en cada momento importante de mi vida.

Al Dr. Aldo Ramos Rosique, que ha sido mi maestro y una de las personas que más admiro profesionalmente. Por asesorarme, motivarme y compartir conmigo sus conocimientos, su tiempo y apoyo en la realización de este trabajo.

A mis sinodales, el Dr. Enrique A. González Torres y la Dra. Laura Mori, así mismo, el M. en C. Armando E. Alatorre Campos y el Ing. Alfredo Victoria Morales, por su tiempo y los comentarios realizados a este trabajo, quienes, además han sido mis profesores y me han brindado su asesoría durante mi formación universitaria, despertando en mí el gusto y amor por la Geología y la Minería.

A todos mis amigos y colegas, en especial a Naivy Denisse Rodal Morales y Tania Sayuri Paulín Zavala, por su compañía, apoyo y amistad durante todos estos años de carrera.

A todos mis profesores de la Facultad de Ingeniería, por compartir sus conocimientos, asesoría y las herramientas necesarias para poder desempeñarme en el campo laboral como ingeniera geóloga.

Finalmente, agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería, por darme la oportunidad de estudiar una carrera profesional con estándares de calidad, permitirme realizar estudios en el extranjero y prácticas profesionales en empresas mineras con las que tienen convenios, las cuales han contribuido en mi formación profesional.

Índice

Justificación	1
Introducción	2
Yacimientos Magmático-Hidrotermales	
I. Yacimientos asociados a rocas plutónicas	4
1.1. Pórfidos metalíferos	6
1.1.1. Metalogénesis	6
1.1.2. Clasificación	10
1.1.2.1. Pórfidos de Cu (Mo)	10
1.1.2.2. Pórfidos Mo (Cu)	11
1.1.2.3. Pórfidos de W-Sn	12
1.1.3. Aspectos mineralógicos, texturales y morfológicos	13
1.1.4. Alteraciones hidrotermales asociadas	16
1.1.5. Leyes y tonelajes	18
Caso de estudio I. Pórfidos de Cu en Cananea, Sonora	20
1.2. Skarn	22
1.2.1. Características generales	22
1.2.2. Aspectos mineralógicos, texturales y morfológicos	23
1.2.3. Metalogénesis	25
1.2.4. Clasificación	27
1.2.5. Alteraciones hidrotermales asociadas	31
1.2.6. Leyes y tonelajes	32
Caso de estudio II. Skarn en Velardeña, Durango	32
1.3. Yacimientos del tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold) de óxidos de hierro, cobre y oro	35
1.3.1. Metalogénesis	35
1.3.2. Clasificación	38
1.3.3. Morfologías y asociaciones mineralógicas	40
1.3.4. Alteraciones hidrotermales asociadas	41
Caso de estudio III. Yacimiento IOCG Peña Colorada, Colima	42

II.	Yacimientos asociados a vulcanismo	48
	2.1. Epitermales	49
	2.1.1. Metalogénesis	49
	2.1.2. Aspectos mineralógicos, texturales y morfológicos	54
	2.1.3. Alteraciones hidrotermales asociadas	57
	Caso de estudio IV. Vetas epitermales de Ag en Fresnillo, Zacatecas	60
	2.2. Sulfuros masivos volcanogénicos	62
	2.2.1. Metalogénesis	62
	2.2.2. Clasificación	66
	2.2.3. Aspectos mineralógicos y texturales	70
	2.2.4. Alteraciones hidrotermales asociadas	71
	Caso de estudio V. Sulfuros masivos volcanogénicos en Tizapa, Estado de México	72
III.	Yacimientos magmático-hidrotermales en México	76
	Anexo: Tabla comparativa de yacimientos magmático-hidrotermales	80
IV.	Bibliografía	81

Justificación

El presente material didáctico forma parte de los Apuntes de Yacimientos Minerales de la asignatura de Metalogenia, impartida en el marco del plan de estudios de la carrera de Ingeniería Geológica, de la División de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México. Ha sido elaborado con el fin de ser práctico para los estudiantes como un complemento para facilitar el aprendizaje y una mejor comprensión de la naturaleza y origen de los yacimientos magmático-hidrotermales.

Los apuntes están escritos en español, a partir de referencias actualizadas, dado que, la mayoría de la bibliografía disponible se encuentra en inglés, siendo una limitante para aquellos alumnos que no lo dominan y desean aprender en su tiempo fuera de clases, complementando lo visto en el aula. Además, el texto presenta un lenguaje técnico de alumno a alumno, con imágenes, tablas, ejemplos y casos de estudios de yacimientos minerales mexicanos, para que sea de fácil comprensión y aporte las herramientas necesarias para el proceso de enseñanza y aprendizaje eficaz de los temas presentados, promoviendo el carácter autodidacta del alumnado, la participación, y un ambiente más interactivo y dinámico durante las clases.

Introducción

Los yacimientos hidrotermales son aquellos depósitos minerales formados por la precipitación de metales disueltos en fluidos calientes que circulan a través de la corteza terrestre, como parte de un sistema hidrotermal, constituido de una fuente de calor, una fase fluida acuosa y un medio poroso. Las *fuentes de calor* pueden ser producidas por el gradiente geotérmico local, decaimiento radioactivo, movimiento relativo de cuerpos rocosos (fallas geológicas) o por la presencia de un cuerpo ígneo cercano. La *fase fluida (hidrotermal)*, presenta temperaturas de 50°C a 550°C, aproximadamente, y se compone de la mezcla de dos o más geofluidos: ya sean aquellas aguas expulsadas de magmas (aguas magmáticas); generadas por reacciones metamórficas (aguas metamórficas); expulsadas por procesos diagenéticos (aguas connatas); aguas superficiales y subterráneas (aguas meteóricas); aguas marinas o aguas del manto terrestre (aguas juveniles). Finalmente, se requiere de un *medio poroso y permeable* que permita la circulación de dichos fluidos, por ejemplo, fallas, fracturas y/o poros interconectados en las rocas. Éstos fluidos hidrotermales, se enriquecen en metales expulsados de magmas o por la lixiviación de rocas durante su circulación a través de la corteza terrestre.

A su vez, los yacimientos hidrotermales pueden clasificarse en: yacimientos magmático-hidrotermales, sedimentario-hidrotermales y orogénico-metamórficos. La diferencia principal radica en que los primeros están asociados a ambientes magmáticos y son el objeto por desarrollar en las siguientes páginas, mientras que los segundos y terceros están correlacionados a ambientes amagmáticos; sedimentario-diagenéticos y orogénico-metamórficos, respectivamente.

Los yacimientos magmático-hidrotermales son aquellos depósitos minerales formados por la precipitación de metales que viajan a través de la corteza terrestre, disueltos en fluidos acuosos calientes (fluidos hidrotermales), que son calentados por su asociación cercana a magmas. Dichos magmas aportan calor, aguas magmáticas, metales y otros componentes en solución al sistema magmático-hidrotermal.

Los fluidos hidrotermales enriquecidos en metales, al entrar en inestabilidad física-química ya sea por cambios en la saturación, por un descenso de la temperatura o de la presión, variaciones

en el pH, Eh, mezcla de geofluidos o por la interacción agua-roca, precipitan metales en forma de sulfuros, óxidos, sulfosales y/o elementos nativos, formando yacimientos minerales.

La geología regional, el contexto tectónico, la química de los fluidos hidrotermales, así como el emplazamiento y la composición de los magmas, controlan la génesis de los yacimientos magmático-hidrotermales; *asociados a rocas plutónicas*, como los pórfidos, skarn e IOCG, o bien, *asociados a rocas volcánicas*, siendo epitermales o sulfuros masivos volcanogénicos.

El presente material didáctico constituye una aportación al libro de Apuntes de Yacimientos Minerales, a usarse como apoyo durante el proceso de enseñanza-aprendizaje de la asignatura de Metalogenia, principalmente, y otras relacionadas como son Geología Aplicada a la Minería y Yacimientos Minerales y Técnicas Analíticas.

En este trabajo se incluyen las características más importantes de cada tipo de yacimientos magmático-hidrotermales. Con ayuda de imágenes, tablas, esquemas y ejercicios para poder explicar el modelo de su formación. Además, el texto presenta casos de estudio de depósitos minerales importantes en México, los cuales se resumen dando contexto y relevancia a los procesos discutidos en el texto principal. Siendo México un país con gran diversidad metalogénica, principalmente derivada de procesos magmáticos asociados a eventos de subducción y extensión que tuvieron lugar a finales del Mesozoico e inicios del Cenozoico, generando óptimas condiciones para la formación de yacimientos magmático-hidrotermales de reconocimiento global. Por su parte, asume en los lectores un conocimiento previo de mineralogía y petrología. Así, los Apuntes representan un material didáctico complementario y de apoyo para el proceso enseñanza-aprendizaje.

I. Yacimientos asociados a rocas plutónicas

Objetivos

- ⇒ Conocer los principales yacimientos magmático-hidrotermales asociados a rocas plutónicas.
 - ⇒ Analizar los yacimientos minerales en función de sus características geológicas, como son: la roca encajonante, los fluidos involucrados, las particularidades de los magmas relacionados y sus condiciones de emplazamiento.
 - ⇒ Explicar el modelo genético de su formación, según su ambiente tectónico, asociaciones mineralógicas, aspectos texturales, morfologías y alteraciones hidrotermales características.
-

Los yacimientos magmático-hidrotermales asociados a rocas plutónicas son aquellos que se forman en sistemas hidrotermales de alta temperatura adyacentes a intrusiones de cuerpos ígneos en la corteza terrestre. En este trabajo se tratarán aquellos que están asociados al magmatismo que ocurre principalmente en zonas de suprasubducción, es decir, aquél que se da en el frente paralelo a una zona de subducción, ya sea en el arco volcánico o en la región de tras-arco (figura 1), donde la alta temperatura de los intrusivos es capaz de generar la circulación convectiva de los fluidos y su consiguiente enriquecimiento en metales en solución como complejos químicos metal-ligando.

Los magmas, además de aportar calor, son la principal fuente de metales y otros componentes químicos a un sistema magmático-hidrotermal. Los metales los adquieren por fusión del manto, transferencia de masa de un slab subducido, o por fusión de la corteza (figura 1). La mayoría de los elementos siderófilos (afinidad por fases metálicas) de la Tierra, por ejemplo, Sn, Mo, Au y los elementos del grupo del Pt, y los calcófilos (afinidad por fases sulfurosas), como la Ag, Zn, Pb y Cu se encuentran en el núcleo terrestre, de manera que su abundancia cortical es muy baja. Sin embargo, muchos de esos elementos también están presentes como sulfuros de Fe-Ni en el manto superior. Durante la fusión parcial del manto, dichos sulfuros son parcialmente consumidos e incorporados a magmas basálticos que ascienden hacia la corteza en dorsales oceánicas y en zonas de subducción (figura 1) (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

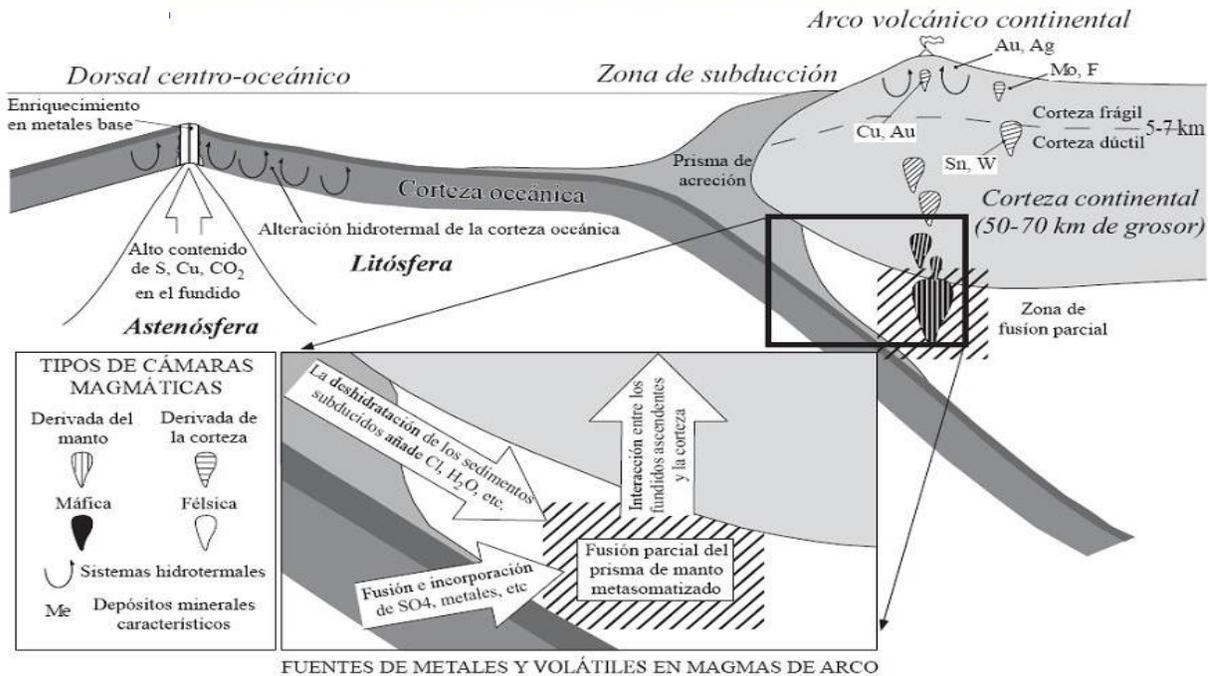


Figura 1. Fuentes principales de metales y otros componentes incorporados a magmas en zonas de suprasubducción y márgenes divergentes. Tomado de Hedenquist y Lowenstern (1994).

Los basaltos de la corteza oceánica son comúnmente alterados a minerales hidratados y junto con sedimentos oceánicos son eventualmente subducidos por debajo de la corteza. Al ir descendiendo y someterse a un incremento de presión y temperatura se metamorfinizan y liberan volátiles a la cuña del manto induciendo su fusión parcial. Junto con éstos, se añaden metales, elementos alcalinos y ligandos. Posteriormente, los magmas producidos por dicho proceso empiezan a ascender a través de la corteza terrestre, pudiendo incorporar más elementos de mena mediante procesos de asimilación cortical (figura 1).

La profundidad de emplazamiento de los magmas, su composición, grado de fraccionamiento, estado redox y la concentración inicial de agua y otros volátiles juegan un papel importante en el origen y la naturaleza de los diferentes depósitos minerales asociados a rocas plutónicas. Cada uno de estos yacimientos representa diferentes sistemas magmático-hidrotermales y estilos de transporte de metales en los fluidos hidrotermales desde la fuente del magma. Los más importantes son: pórfidos metalíferos, skarn y yacimientos de óxidos de fierro, cobre, oro, tierras raras y uranio (IOCG por sus siglas en inglés) (anexo). Sin embargo, para formar yacimientos potencialmente económicos se requieren múltiples eventos magmáticos asociados a pulsos de expulsión de fluidos para mantener una actividad constante, durante un prolongado tiempo.



1.1. Pórfidos metalíferos

Los pórfidos son una tipología que abarca una familia de yacimientos magmático-hidrotermales de alto tonelaje (entre 1 Mt y 10 Gt) y baja ley (<2% Cu y 0.1% Mo), asociados y adyacentes a intrusiones ígneas félsicas relativamente someras, de alto nivel de emplazamiento, en zonas supracontinentales. Son la principal fuente global de Cu (>65%) y Mo (>95%), además de proveer otros elementos de interés económico como Au, W, Sn, Ag, Re, Pd, Pb, Zn, entre otros.

Palabras clave: pórfidos cupríferos, hidrofracturamiento, enrejado de vetillas (stockwork), ebullición magmática, sulfuros, alteración hidrotermal.

1.1.1. Metalogénesis

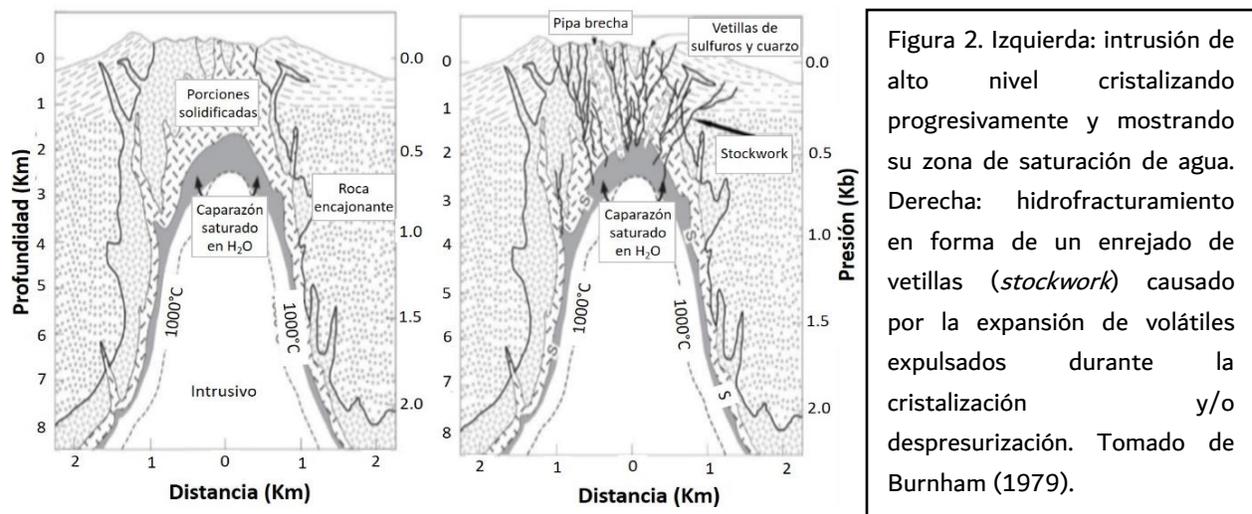
Los pórfidos metalíferos consisten en mineralizaciones de sulfuros de Cu y Mo u óxidos de W y Sn; diseminados y rellenando vetillas, dentro y alrededor de cuerpos intrusivos de composición silícica-intermedia, de afinidad calcoalcalina. Comúnmente con altos contenidos de agua (2-8% H₂O), alto nivel de emplazamiento, relativamente someros (profundidades entre 2 y 5 km) a presiones corticales bajas (figura 2), con una intensa alteración hidrotermal y generalmente con textura porfídica.

Los magmas desempeñan varios papeles importantes en la metalogénesis de estos sistemas: proveen la fuente de calor requerida para generar celdas convectivas de los fluidos hidrotermales en torno al plutón, aportan fluidos magmáticos, metales y otros componentes en solución al sistema magmático-hidrotermal. Considerando que la mayoría de los magmas al formarse se encuentran subsaturados en volátiles (Burnham, 1979), durante su ascenso e intrusión en la corteza terrestre sufren despresurización, lo cual conlleva a que estos padezcan una sobresaturación y subsecuente exsolución de volátiles, proceso conocido como primera ebullición magmática. Si el cuerpo intrusivo no asciende, manteniéndose a una profundidad determinada y presión constante, conforme se enfría el magma cristaliza minerales anhidros y/o

minerales con bajo contenido de H₂O, lo que hace que la fase fundida se enriquezca en volátiles, además de elementos incompatibles.

A medida que el magma cristaliza se sobresatura en volátiles, aumentando la presión de éstos, y si ésta excede la presión litostática confinante ocurrirá el proceso referido como segunda ebullición magmática (Robb, 2005), durante el cual los volátiles son exsueitos del magma. Esta fase acuosa está concentrada en la zona superior del intrusivo (figura 2). En ella, se concentran metales, elementos incompatibles y ligandos como el Cl, en solución.

Los magmas pueden sufrir primera y/o segunda ebullición magmática, cuyos procesos generan hidrofracturamiento en las porciones superiores del cuerpo intrusivo y en las rocas adyacentes, sólo si el intrusivo se encuentra en corteza frágil. Se forman *stockworks* o enrejados de vetillas y brechamientos (figura 2), por medio de los cuales los fluidos magmáticos son canalizados y mezclados con fluidos meteóricos circundantes, formando un sistema magmático-hidrotermal. Estos fluidos hidrotermales se mueven en forma convectiva por el calor proporcionado por el mismo intrusivo y cuando entran en desequilibrio químico precipitan metales dentro y alrededor del cuerpo ígneo (Robb, 2005).



Contexto tectónico

Los magmas que generan pórfidos se forman en márgenes convergentes en zonas de suprasubducción, es decir, en arcos volcánicos continentales y oceánicos. Caracterizados por su bajo ángulo de subducción y engrosamiento cortical (tectónica compresiva), así como la consecuente migración del arco magmático hacia el interior del continente (Sillitoe, 2010), por

ejemplo, la Cordillera del Noroeste de América (figura 3). Estos depósitos se forman cuando la subducción se encuentra activa o inmediatamente después de cesar (post-subducción).

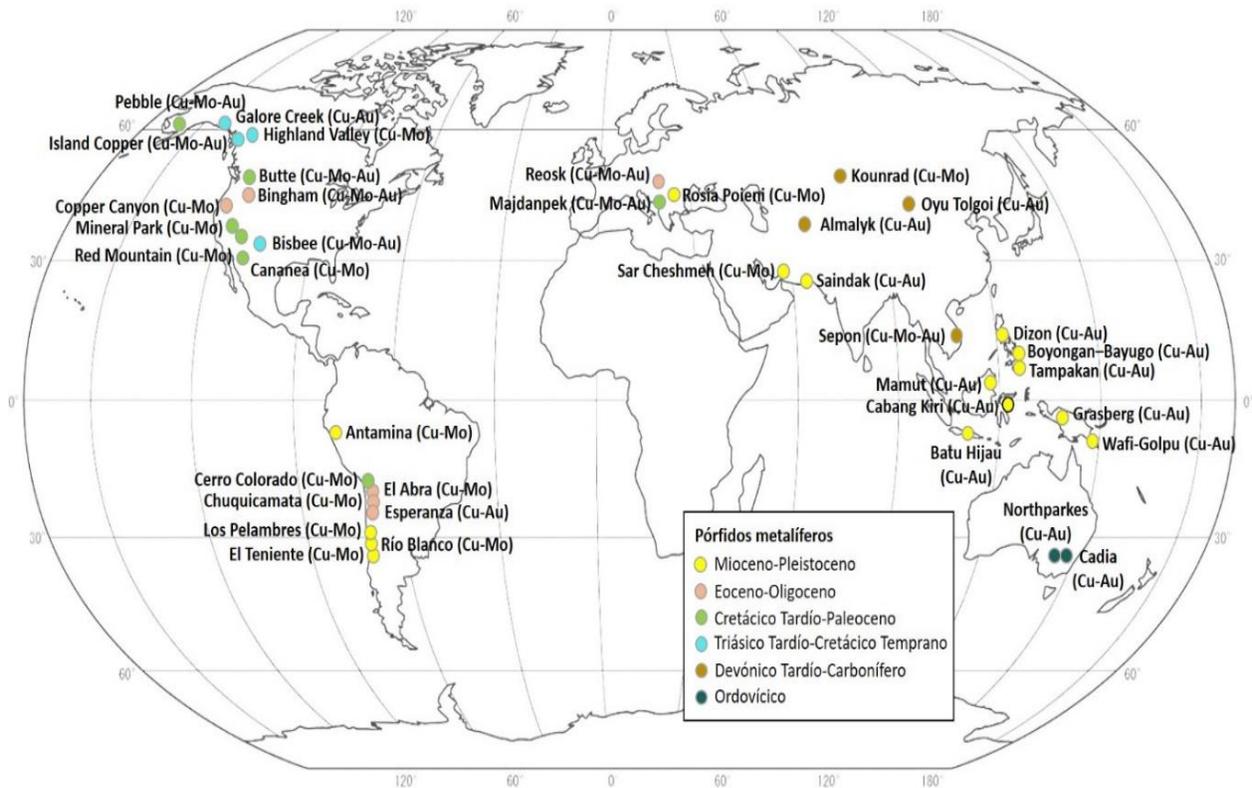


Figura 3. Localización global de sistemas de pórfidos metalíferos con sus respectivas edades. Modificado de Sillitoe (2010).

Sillitoe (2010) identificó cinco factores clave de los márgenes tectónicos compresionales que son ideales para la formación de yacimientos tipo pórfidos: (1) la compresión impide el ascenso del magma a través de la corteza superior dada la ausencia de fallas, al ser inicialmente dominada por deformación plástica, lo cual engrosa la corteza e inhibe el vulcanismo en las primeras etapas de evolución del margen tectónico y por tanto evita el escape de volátiles y metales; (2) las cámaras magmáticas someras resultantes en estos eventos de compresión son más grandes que las que se forman debajo de los márgenes extensionales; (3) al no haber inicialmente medios para el ascenso de magma, éste generalmente tiende a evolucionar en las cámaras magmáticas promoviendo el fraccionamiento químico de elementos incompatibles y metales, lo cual puede producir una saturación en volátiles y la subsecuente generación de grandes volúmenes de fluidos magmáticos (figura 4); (4) debido a la falta de fallas extensas se restringe el número de apófisis que pueden formarse en el techo de una cámara magmática,

proporcionando un mejor y más eficiente enfoque de fluido en uno o pocos *stocks* (cuerpos intrusivos con dimensiones inferiores a 100 km²) en lugar de un grupo de intrusiones de bajas dimensiones (figura 4); y (5) el rápido levantamiento debido a la descompresión abrupta posterior, promueven el transporte eficiente de fluidos magmático-hidrotermales.

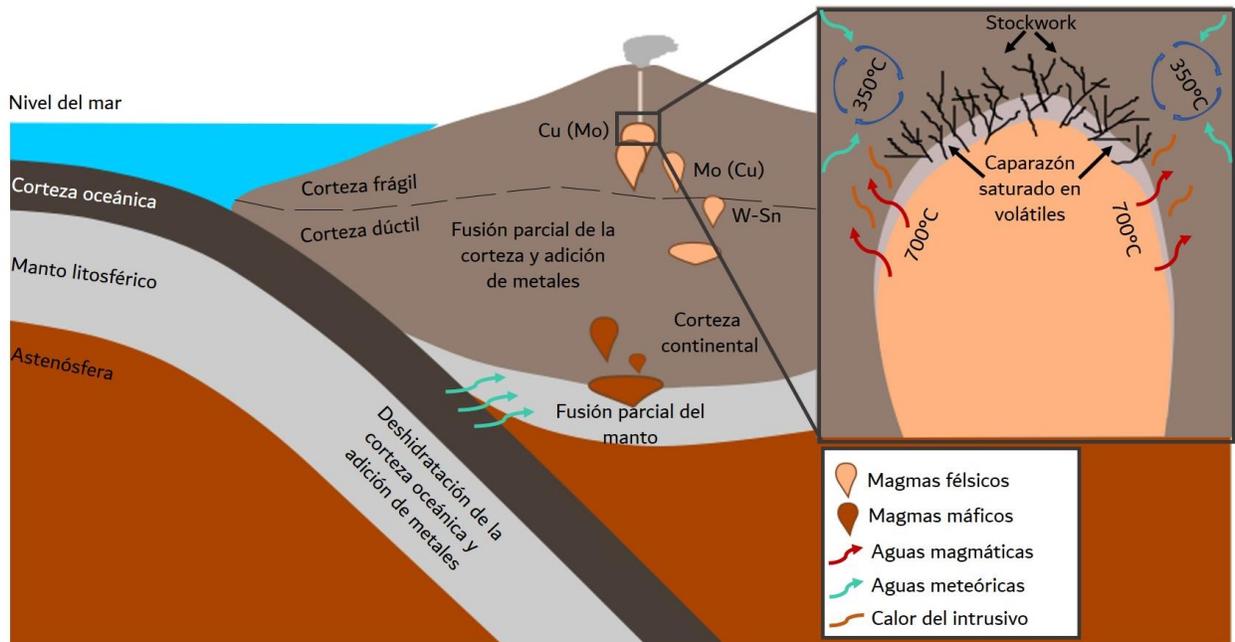


Figura 4. Modelo tectónico esquemático de una zona de subducción mostrando la evolución de magmas, desde su origen en la cuña de manto, hasta los ambientes volcánico y sub-volcánico involucrados en la génesis de yacimientos tipo pórfidos. Modificado de Valencia et al. (2006) y Hedenquist y Lowenstern (1994).

Las características más importantes de los pórfidos metalíferos son su gran escala. Normalmente estos yacimientos abarcan volúmenes de 10-20 km³ y con 50-100 km³ en algunos casos esporádicos. Los cuerpos intrusivos presentan dimensiones ≤ 1 km de longitud, con excepciones de algunos más grandes, como el stock de 14 km de largo en Chuquicamata, Chile, y son alimentados episódicamente por una fuente magmática de larga duración, aproximadamente de 5 a 20 Ma, multifásicos y a partir de una cámara magmática parental de hasta 50 km³ (figura 4) (Sillitoe, 2010).

Fluidos hidrotermales

Estudios detallados de inclusiones fluidas en minerales de varios yacimientos de pórfidos, han permitido demostrar que la mayoría de los sistemas magmático-hidrotermales que forman estos depósitos son inicialmente calientes (500°-800°C) y dominados por aguas magmáticas

hipersalinas (40-60 % en peso NaCl eq.) que coexisten con vapores de baja densidad. Posteriormente, con la entrada de fluidos meteóricos al sistema (figura 4), éste evoluciona y los fluidos hidrotermales disminuyen de temperatura (<350°C) y salinidad (5-20 % en peso NaCl eq.) de manera gradual, hasta estar constituido predominantemente por aguas meteóricas (Ridley, 2013).

Aunque cada sistema mineralizado individual exhibe diferentes complejidades, se cree que los fluidos y la mayoría de los metales requeridos para formar los depósitos de pórfidos, son derivados del magma que produjo la intrusión (Robb, 2005; Ridley, 2013).

1.1.2. Clasificación

Los pórfidos metalíferos pueden ser subdivididos en tres grupos principales con base en su contenido dominante de Cu (Mo), Mo (Cu) y W-Sn, aunque la mayoría presentan concentraciones de los cuatro metales. El primero de ellos y el más común a nivel global es dominado por Cu como metal principal a explotar, con menores concentraciones de Mo y ocasionalmente Au. Otra clase de pórfidos, son aquellos que tienen Mo como metal predominante, con Cu subordinado y algunas veces W. El tercer tipo de pórfidos exhiben cantidades significativas de Sn-W.

1.1.2.1. Pórfidos de Cu (Mo)

Los pórfidos con alto contenido de Cu, y Mo subordinado son también conocidos como pórfidos cupríferos. Están asociados a cuerpos intrusivos de afinidad calcoalcalina tipo I (recordemos que los magmas tipo I son aquellos derivados de la fusión de un protolito ígneo), oxidados, de composición diorítica, cuarzo diorítica o granodiorítica en arcos continentales, y monzonitas pobres en cuarzo, cuarzo monzonitas o granodioritas en arcos de islas.

Los pórfidos de Cu (Mo) pueden ser explicados en términos de un magma con relativo bajo contenido de agua inicial que asciende a altos niveles en la corteza terrestre llegando a corteza frágil somera (figura 5A). El contenido de agua será relativamente bajo, dado que la saturación se produce principalmente por descompresión, y en algunos casos por bajo grado de cristalización. Algunas fracciones del fundido de esta cámara magmática cristalizan para formar suites de rocas volcánicas y subvolcánicas (intrusivos con textura porfídica).

Aunque el Cu es un elemento incompatible, en un magma granítico cristalizando es menos incompatible y por tanto es secuestrado en las fases accesorias de sulfuros y biotita, dando como resultado coeficientes de partición entre las fases sólida/líquida un D_{Cu} cristal/fundido >1 (figura 5A). Sin embargo, considerando el ascenso del magma, este sufrirá descompresión antes de la cristalización, produciendo saturación en volátiles. Esta fase se caracteriza por tener altas concentraciones del ligando químico Cl^- , el cual tiene la capacidad para acaparar el Cu de manera eficiente de la masa fundida de silicatos, como complejo metal-ligando hacia la fase fluida (D_{Cu} fluido/fundido=9.1) (Robb, 2005) (figura 5A) al momento de que se produzca la saturación de agua.

En este contexto, la situación con respecto al Mo es diferente. El Mo es un elemento más incompatible que el Cu en una masa fundida granítica cristalizando (D_{Mo} cristal/fundido <1). Sin embargo, aunque el Mo sufre partición a la fase de fluido H_2O , debido a que su coeficiente de partición es muy pequeño no se verá afectado por la concentración de Cl^- (D_{Mo} fluido/fundido=2.5) (Robb, 2005) en comparación con el Cu (figuras 5A y 5B). Por tanto, el Mo no alcanzará concentraciones significativas en la fase de fluido.

Por consiguiente, un magma granítico de alto nivel de emplazamiento exsolverá una fase de fluido acuoso altamente enriquecido en Cu y moderadamente en Mo, formando un depósito de pórfido Cu (Mo) típico con stockworks productos del hidrofracturamiento generado en respuesta al emplazamiento del intrusivo en corteza frágil, al efectuarse la ebullición magmática.

1.1.2.2. Pórfidos Mo (Cu)

Los pórfidos de Mo con Cu subordinado, conocidos como pórfidos molibdeníferos también pueden presentar concentraciones de W y Sn. Están asociados a magmas tipo I, oxidados, de afinidad alcalina a calcoalcalina y composición de cuarzo monzonitas, monzonitas o granodioritas en arcos continentales y arcos de islas, en zonas más dispersas del magmatismo como son regiones de tras-arco.

Para la formación de pórfidos de Mo (Cu) se prevé un escenario totalmente diferente al de pórfidos de Cu, donde un magma con un contenido de agua inicial ligeramente más alto. Como se muestra en la figura 5B, este tipo de magma normalmente no se elevaría a los mismos niveles corticales someros que su equivalente más seco, de manera que se forma en niveles más profundos que los típicos pórfidos de Cu, aún en corteza frágil.

Para lograr el alto contenido de agua en el magma (figura 5B) se necesita mayor grado de cristalización para producirse ebullición magmática. A medida que el magma granítico cristaliza, el Cu al tener un comportamiento menos incompatible en este escenario será extraído del fundido ($D_{Cu} \text{ cristal/fundido} > 1$) y terminará distribuido de manera uniforme en todas las rocas marginales al plutón. A pesar de que el Cu sufrirá partición en el fluido, su abundancia en la masa fundida será empobrecida significativamente debido al secuestro temprano en el cristal-fundido y la fase de vapor no será significativamente concentrada en Cu.

El Mo, por otro lado, al ser más incompatible que el Cu su concentración continuará aumentando en la masa fundida residual ($D_{Mo} \text{ cristal/fundido} < 1$) (figura 5B). Cuando se produzca la saturación, el Mo se concentrará en la fase de fluido H_2O , formando un pórfido enriquecido en Mo y con bajas concentraciones de Cu, típicamente con stockworks.

1.1.2.3. Pórfidos de W-Sn

Existe un tercer tipo de pórfidos, poco comunes, pórfidos de W-Sn. Están asociados a magmas graníticos reducidos, que cristalizan a niveles relativamente profundos (figura 5C), derivados de la fusión parcial de corteza continental dúctil que podría incluir una proporción significativa de material metasedimentario (magmas tipo S).

Cuando un magma se forma a partir de la fusión parcial de un precursor metasedimentario, la masa fundida formada será hidratada y tenderá a cristalizar a niveles relativamente profundos en la corteza, como se observa en la figura 5C. El contenido de agua bajo estas condiciones será relativamente alto y se producirá alto grado de cristalización para alcanzar la sobresaturación y ebullición magmática.

En condiciones de oxidación, como las aplicables a los granitos tipo I discutidos anteriormente en pórfidos cupríferos y molibdeníferos, la eficiencia de extraer W de un sistema magmático-hidrotermal en un cuerpo mineral es relativamente baja. Sin embargo, en condiciones reductoras, el W se comporta como un elemento altamente incompatible en términos de su partición cristal-fundido ($D_W \text{ cristal/fundido} < 1$) (figura 5C) y su concentración aumentará en el fundido residual durante el fraccionamiento de cristales. Mientras que las concentraciones de Mo y Cu tenderán a disminuir porque se comportan de manera más compatible en condiciones reductoras. Cuando la fase fluida H_2O se exsuelva, interactuará con una masa fundida altamente diferenciada y enriquecida en W y Sn, cuyo comportamiento químico es similar, formando pórfidos de W-Sn

(Robb, 2005). En estos tipos de pórfidos no es común la formación de hidrofracturamiento y por tanto stockworks durante la ebullición magmática, dado que se forman a profundidades relativamente altas en corteza dúctil.

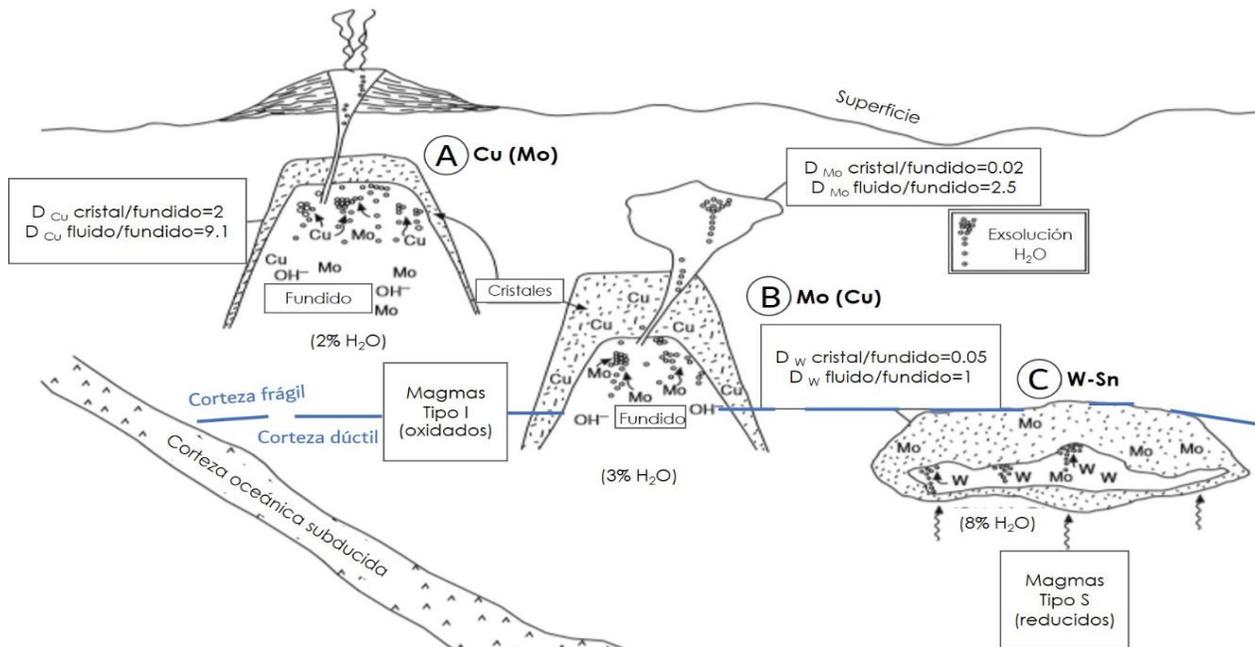


Figura 5. Modelo esquemático para el origen y formación de pórfidos de Cu, Mo y W-Sn, considerando los magmas asociados, profundidad y las relaciones de sus respectivos coeficientes de partición. Tomado de Robb (2005).

1.1.3. Aspectos mineralógicos, texturales y morfológicos

Los minerales de mena de un yacimiento tipo pórfido se caracterizan por estar en forma de densas redes de pequeñas vetas y vetillas muy cercanas entre sí, en forma de enrejados, conocidos como *stockworks* (figura 6a y 6b), o como diseminados dentro y alrededor del intrusivo, con alteración intensa en la roca encajonante. Por lo regular hay múltiples generaciones de vetas y vetillas (figuras 6a, 6c y 6e), las cuales son la evidencia de las vías del fluido hidrotermal a través de grandes volúmenes de roca.

La mineralización de sulfuros ocurre como una envolvente presente en el límite entre la alteración potásica y sericítica (apartado 1.1.4). Los más importantes en función del tipo de yacimiento son sulfuros de Cu y Cu-Fe (calcopirita, bornita, calcocita), de Mo (molibdenita), Au nativo y óxidos de W (scheelita, wolframita) y de Sn (casiterita).

En las zonas con máxima intensidad de mineralización, el contenido total de sulfuros metálicos de Fe-Cu rara vez excede el 10% en promedio. Los minerales de Cu más importantes son la calcopirita (figuras 6c, 6d y 6f) y la bornita (la concentración de la bornita aumenta conforme la profundidad). El oro está presente como pequeñas inclusiones de oro nativo con calcopirita o bornita y en solución sólida en bornita. La molibdenita (figuras 6c y 6d) es el único mineral de mena de molibdeno primario.

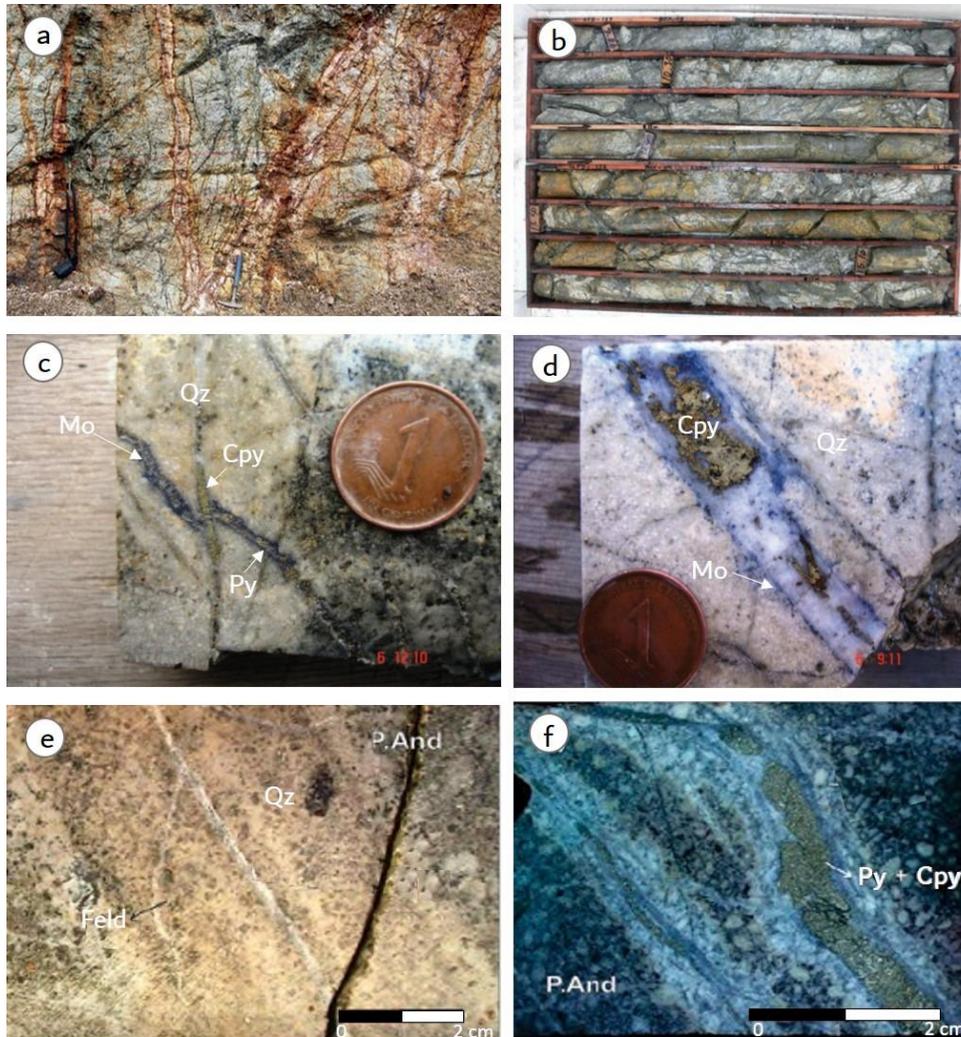


Figura 6. Muestras de pórfidos metalíferos. a) Zonas del pórfido Corona, Hualgayoc, Perú con estructuras tipo stockworks de cuarzo con presencia de alteración; b) Vetilleo con minerales económicos en muestras de núcleos HQ del pórfido Corona, Hualgayoc, Perú; c) y d) Vetillas de cuarzo, molibdenita, pirita y calcopirita del pórfido Junín, Ecuador; e) y f) Vetillas de cuarzo, calcopirita y pirita del pórfido Morro del Cobre, Argentina. Qz = cuarzo; Cpy = calcopirita; Py = pirita; Mo = molibdenita; Feld = Feldespato potásico; P. And = pórfido andesítico; Tomado de Salazar y Beate (2009); Vereau (2019); Bastías et al. (2019).

En modelos típicos de pórfidos cupríferos y molibdeníferos se distinguen varias zonas de mena, las cuales son el reflejo y resultado de las distintas etapas evolutivas. Éstas, se distribuyen en un patrón concéntrico dentro y alrededor del intrusivo, y comúnmente coinciden con las áreas de alteración hidrotermal (apartado 1.1.4) (figuras 7 y 9):

- a) Zona interior o núcleo de baja ley. En zona potásica de varios cientos de metros de diámetro. Con sulfuros de Cu-Fe como pirita, calcopirita, bornita, digenita y a menudo magnetita. Mineralización con alto contenido de molibdeno en los pórfidos de Mo.
- b) Zona de mena bordeando al núcleo. Centrada sobre los límites de la alteración potásica y sericítica. La pirita varía de 5-10%. Abundan vetillas de calcopirita en stockwork con bornita, enargita, digenita, molibdenita y oro en bajas concentraciones.
- c) Zona pirítica. Ocupa la mayor parte de las zonas fílica y argílica. El contenido de pirita es muy alto (10-15%) y el de Cu es bajo (0.05-0.3%), en forma de vetillas y diseminados de calcopirita ± otros sulfuros (covelita, bornita, enargita, galena, esfalerita y molibdenita).
- d) Zona externa. Coincide con la zona propilítica hasta el límite con la roca encajonante inalterada. Es pobre en pirita (<2%) y mineralización de Cu, sin embargo, ocurren minerales de mena de Zn, Pb, Ag y en ocasiones ocurren bajas concentraciones de Mn.

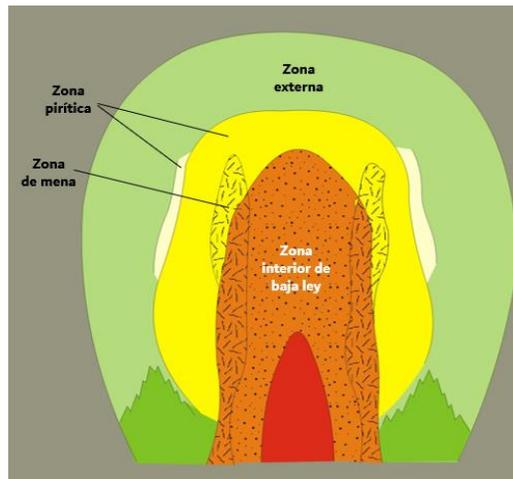


Figura 7. Zonación de la mineralización en un yacimiento de pórfido típico. Modificado de Guilbert y Park (2007).

En los yacimientos tipo pórfidos las geometrías de las zonas de mena dependen del intrusivo asociado. Comúnmente son cuerpos continuos, de cientos de metros a un par de kilómetros de diámetro y extensión a profundidad, dentro y alrededor de los intrusivos asociados. Tienen formas elípticas casi simétricas, que a menudo se conocen como capas o caparazones. En algunos casos, hay múltiples capas superpuestas (figura 8a). Otros cuerpos mineralizados tienen

formas cilíndricas con núcleo estéril (figura 8b) y algunos ocurren en forma de pipa orientados verticalmente y centrados en intrusiones estrechas (figura 8c).

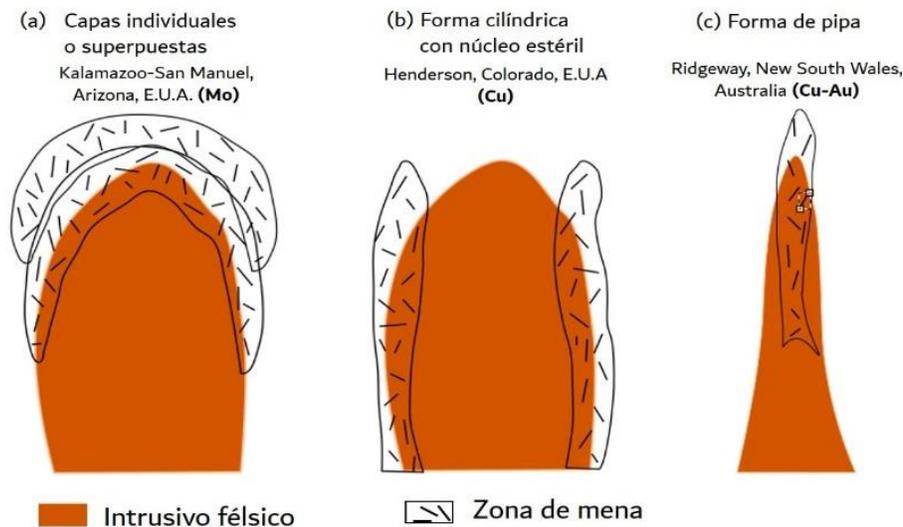


Figura 8. Formas comunes de yacimientos de pórfidos metalíferos con ejemplos de yacimientos globales. Modificado de Ridley (2013).

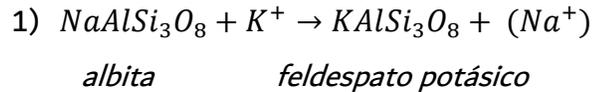
1.1.4. Alteraciones hidrotermales asociadas

La alteración hidrotermal zonificada es una característica principal de los yacimientos de pórfidos (figura 9), ocupando varios kilómetros cúbicos de roca como muestra del movimiento de los fluidos; en función de la temperatura, presión y la composición de los fluidos, reaccionando con las rocas encajonantes en múltiples eventos. Es pervasiva en las zonas de mena y en rocas adyacentes.

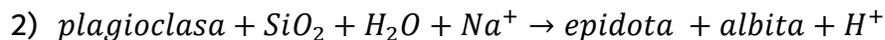
Se distinguen hasta seis tipos de alteración en función de la presencia de los minerales secundarios característicos, repetidamente, de manera concéntrica alrededor y por encima de la intrusión del cuerpo ígneo (figura 9). En varios depósitos, las asociaciones de alteración de baja temperatura se superponen parcialmente a los conjuntos de mayor temperatura.

- I. Potásica. Esta facies de alteración hidrotermal es el resultado de la adición metasomática de potasio a altas temperaturas (450°-600°C) y bajo pH (4-5). Es característica de la zona de mena y de los niveles más profundos de la mayoría de los depósitos, especialmente del núcleo estéril debajo y en el interior del caparazón de mineral. Los minerales esenciales de la alteración potásica son: cuarzo y feldespato potásico y/o biotita ± albita, magnetita o hematita, sericita, anhidrita, clorita, pirita, turmalina,

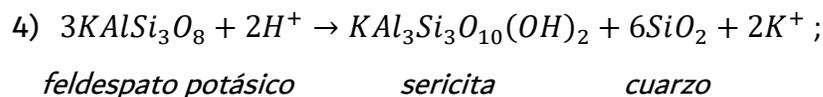
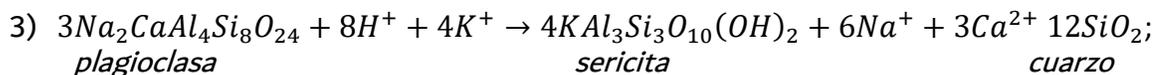
actinolita y epidota. Un típico ejemplo es la formación de feldespato potásico a partir de plagioclasa:



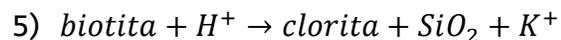
- II. Sódica-cálcica. Resultado de la infiltración de aguas salinas a altas temperaturas de aproximadamente 450°C. Ocurre en zonas periféricas a los límites de profundidad más bajos de la zona de mena. Los minerales esenciales son albita/oligoclasa, actinolita, epidota (ecuación 2) y magnetita ± granate y diópsida. No es común en todos los pórfidos.



- III. Fílica. También conocida como cuarzo-sericita-pirita (QSP, por sus siglas en inglés) o sericítica. Ocurre a temperaturas medias (200°-450°C) y es resultado de fluidos moderados a fuertemente ácidos por reacciones metasomáticas que generan la disolución de K, Na, Ca, Mg, Ti y Fe de las rocas encajonantes (ecuación 3). Los minerales esenciales son cuarzo, sericita y pirita ± pirofilita, clorita, caolinita, calcita, anhidrita, topacio, rutilo y turmalina. Por ejemplo, la formación de sericita y cuarzo a partir de feldespatos:

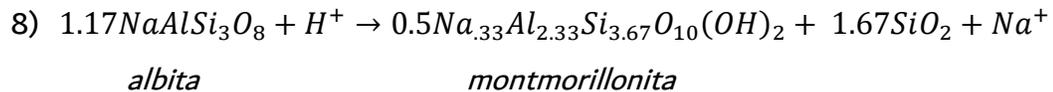
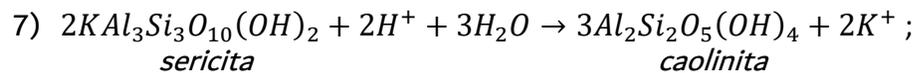
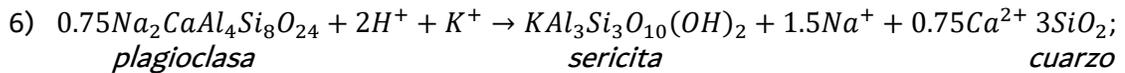


- IV. Clorita-sericita. Esta facies de alteración se genera cerca de la zona de mena a partir de fluidos con temperaturas similares a los que forman la alteración filica (200°-400°C) pero ligeramente menos ácidos. Los minerales esenciales son clorita y sericita (o illita) ± hematita, epidota, calcita y esmectita. Por ejemplo, la cloritización de la biotita:



- V. Argílica. Resultado de hidrólisis por metasomatismo intenso a partir de fluidos de baja temperatura (100°-300°C) y bajo pH (1-3), los cuales generan minerales arcillosos a partir de la destrucción total de los feldespatos, generando principalmente pirofilita, dickita, caolinita, montmorillonita, illita y cuarzo vuggy (alta porosidad) ± andalucita,

alunita, corindón y topacio. Una manera de formar caolinita y montmorillonita se puede expresar a partir de las siguientes ecuaciones:



- VI. Propilítica. Alteración con gran extensión alrededor del pórfido (hasta varios kilómetros) como resultado de la adición de H₂O, CO₂ y en muchos casos S₂ a la roca encajonante, de fluidos hidrotermales con pH neutro a alcalino y temperaturas relativamente bajas (250°-400°C). Los minerales esenciales son epidota, albita, clorita (ecuaciones 2 y 5) y calcita ± actinolita, hematita, magnetita, sericita y apatito.

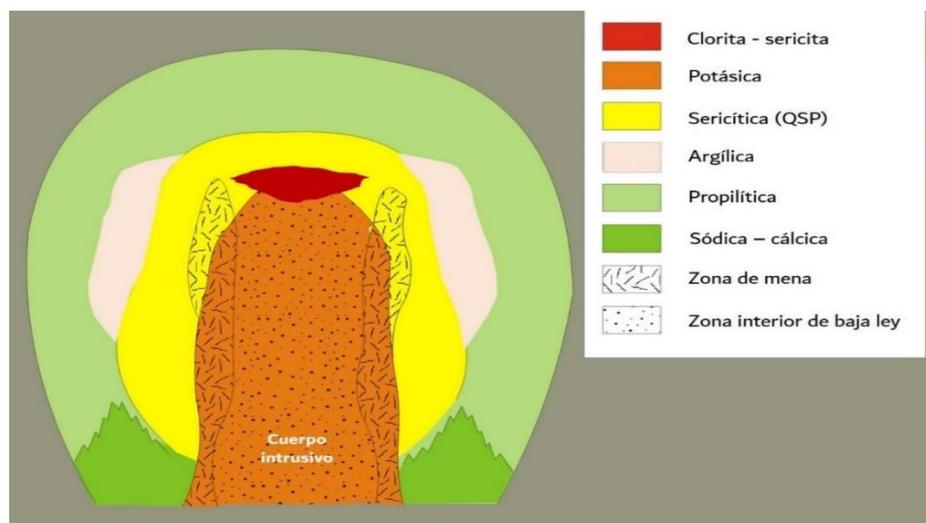


Figura 9. Esquema de alteración hidrotermal en pórfidos metalíferos en forma zonada concéntrica alrededor del cuerpo intrusivo. Modificado de Guilbert y Park (2007) y Sillitoe (2010).

1.1.5. Leyes y tonelajes

Los pórfidos metalíferos son considerados como yacimientos de alto tonelaje y baja ley, dado que el volumen de roca con mineral puede variar desde varios millones de toneladas hasta miles de millones de toneladas, con leyes que van de 0.2%-2% Cu, 0.01%-0.5% Mo y desde fracciones de ppm hasta algunas ppm de Au, W y Sn en función del tipo de pórfido.

Con base en los yacimientos de pórfidos más grandes del planeta se ha definido que los depósitos gigantes de cobre son aquellos con >2 Mt Cu y los supergigantes tienen >24 Mt Cu, como se aprecia en la tabla 1 (Cooke et al., 2005), dentro de los cuales destaca el pórfido cuprífero de la mina Cananea localizado en el distrito minero Cananea, Sonora, México (caso de estudio 1), con reservas estimadas de 7.14 Gt (7,140 Mt o 7,140,000,000 t) y leyes promedio de 0.42% de Cu, 0.01% de Mo y 0.012 g/t de Au (Singer et al., 2005).

Depósito	Provincia	Edad (Ma)	Tonelaje (Gt)	Cu (%)	Cu (Mt)	Mo (%)	Mo (Mt)	Au (g/t)	Au (t)
1. El Teniente	Centro de Chile	4.8	12.48	0.63	94.35	0.02	2.50	0.035	437
2. Chuquibambilla	Norte de Chile	33.6	7.52	0.55	66.37	0.024	1.81	0.04	300.8
3. Río Blanco	Centro de Chile	5.4	6.99	0.75	56.73	0.018	1.26	0.035	244.7
4. Butte	Montana, EUA	61	5.23	0.67	35.11	0.03	1.44	0.042	217.0
5. La Escondida	Norte de Chile	38	2.26	1.15	32.49	0.021	0.48	0.19	429.8
6. Cananea	México	58	7.14	0.42	30.00	0.01	0.57	0.012	82.0
7. Bingham	Utah, EUA	38.8	3.23	0.88	28.46	0.02	0.81	0.497	1603
8. Grasberg	Irian Jaya, Indonesia	3	2.48	1.13	28.02			1.05	2604
9. Los Pelambres	Centro de Chile	10	4.19	0.63	26.88	0.016	0.67	0.02	83.86
10. Rosario	Norte de Chile	34.1	3.11	0.82	25.49	0.024	0.75	0.01	31.08

Tabla 1. Los diez pórfidos metalíferos más grandes conocidos a nivel global a inicios del siglo XXI, con base en su contenido de Cu. Tomado de Cooke et al. (2005).

No obstante, con base en datos más recientes del International Copper Study Group (ICSG) (Benton, 2020), actualmente La Escondida (Chile) es la mina de cobre más grande del planeta con una producción anual de 1.27 Mt de cobre, seguida por los depósitos: Grasberg (Indonesia) con 0.75 Mt, además de ser la mina de Au más grande del planeta; Morenci (Estados Unidos de América) con 0.52 Mt; Cananea (México) con 0.51 Mt y Cerro Verde (Perú) con 500 Mt.

Caso de estudio 1. Pórfidos de Cu en Cananea, Sonora

Cananea constituye el distrito minero de Cu más importante de México, y es reconocido como uno de los principales complejos de pórfidos de cobre en el mundo (Cooke, 2005). Se localiza en la provincia metalogenética cuprífera de Sonora-Arizona-Nuevo México, en la parte norte de Sonora, aproximadamente a 250 km al noreste de Hermosillo y 160 km al sur de Tucson, Arizona. La zona mineralizada se extiende en dirección NW-SE, e incluye los yacimientos de Cananea, Mariquita, María, Lucy, Milpillas y El Alacrán, entre los más relevantes.

La geología de Cananea exhibe un basamento de unos 1,000 m de espesor de cuarcitas y carbonatos del Cámbrico al Carbonífero, intrusionados por un granito proterozoico con edad U-Pb en circones de $1,440 \pm 15$ Ma. Estas rocas descansan de manera discordante por debajo de una gruesa secuencia de tobas y flujos de composición intermedia a félsica de posible edad Triásica (?) y Jurásica. Por encima aparece una cubierta volcánica discordante de unos 1500 m de espesor, dominada por flujos de andesitas y dacitas laramídicas (Valencia et al., 2006).

La fase intermedia de la orogenia Larámide (65-56 Ma), caracterizada por una subducción plana en el suroeste de Estados Unidos, con deformación de piel gruesa generó un engrosamiento cortical y magmatismo influenciado por las rocas del basamento; subcortical oxidado, metaluminoso a paraluminoso calcoalcalino, pobre en hierro y a partir de un protolito anfibolítico (con mayor hidratación que los plutones laramídicos iniciales) el cual es el responsable de la formación de los pórfidos metalíferos de la región.

El vulcanismo laramídico estuvo acompañado por varios pulsos intrusivos contemporáneos. Las inyecciones de plutones porfídicos responsables de la mineralización en el distrito de Cananea, presentan edades entre 59.9 ± 2.0 Ma y 57.4 ± 1.6 Ma (Valencia et al., 2006).

La mayor parte de la producción de cobre proviene de la mina de Cananea, a partir de la explotación a tajo (mina a cielo abierto) (figura 10) de importantes horizontes con más de 500 m de espesor que comprenden stockworks.



Figura 10. Exploración a cielo abierto del pórfido cuprífero en la mina de Cananea. Tomado de Vanguardia (2019).

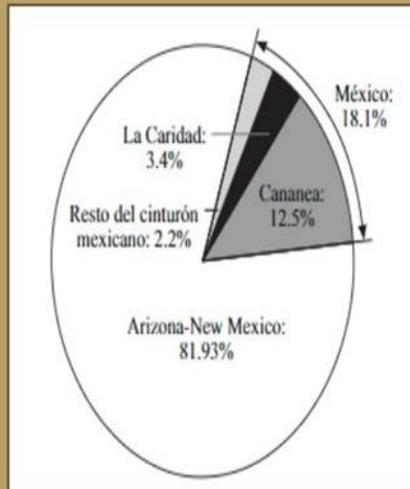


Figura 11. Potencial de los depósitos de Cu del Noroeste de México y otras partes del planeta. Tomado de Valencia et al. (2006).

Actualmente, las reservas estimadas del pórfido de la mina de Cananea suman 7140 Mt de mineral con 0.42% de Cu, 0.008% de Mo y 0.012 g/t de Au (Singer et al., 2005), representando un total de 30 Mt de Cu metálico, posicionándolo como el yacimiento de Cu más importante de México (figura 11). La mineralización tuvo lugar entre 58.5 ± 2.1 Ma y 52.8 ± 2.3 Ma, de acuerdo con edades K-Ar en biotita y sericita.

Estudios isotópicos de Nd y Sr indican que los intrusivos responsables de la mineralización evolucionaron de un magma fuente derivado del manto, por procesos de cristalización fraccionada y por asimilación cortical (AFC), lo que favoreció la concentración de Cu en los magmas y posteriormente en los fluidos hidrotermales, con pulsos magmáticos episódicos durante varios millones de años para generar el yacimiento gigante de la mina de Cananea (Valencia et al., 2006).

Lecturas recomendadas

Para aquellos que deseen indagar a fondo la formación de pórfidos metalíferos, serán útiles las siguientes referencias de artículos científicos y libros.

Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370 (6490), 519.

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

Richards, J. P. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, 98 (8), 1515-1533.

Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes* (Vol. 239). Oxford: Blackwell, 106-110.

Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105 (1), 3-41.

Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J. & Pérez-Segura, E. (2006). Características metalogenéticas 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.

Vignerresse, J. L., Truche, L., & Richard, A. (2019). How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits?. *Ore Geology Reviews*, 105, 310-336.



1.2. Skarn

Yacimientos magmático-hidrotermales caracterizados por asociaciones de calcisilicatos y menas de Pb-Zn±Ag, Cu, Au, W, Mo, Sn o Fe, generados por el reemplazamiento de rocas carbonatadas que han sido intrusionadas por rocas plutónicas.

Palabras claves: skarn, metamorfismo de contacto, metasomatismo, rocas calcáreas, calcisilicatos.

1.2.1. Características generales

Los yacimientos minerales tipo skarn son aquellos que presentan concentraciones significativas de metales asociados a la formación de calcisilicatos, por el metasomatismo de rocas calizas y dolomías que han sido afectadas por el emplazamiento de rocas plutónicas comúnmente de composición ácida a intermedia, en zonas relativamente someras. La adición de fluidos acuosos liberados de los intrusivos, por procesos de ebullición magmática, genera cambios en la composición química y una sustitución de los minerales originales de las rocas adyacentes al intrusivo, proceso conocido como metasomatismo.

Estos yacimientos se forman a partir de sistemas magmático-hidrotermales salinos (15 % en peso NaCl eq.) con altas temperaturas (400°-600°C), cuyos fluidos se transportan a lo largo de grandes fallas en las rocas carbonatadas (Robb, 2005). La gran mayoría de estos depósitos se encuentran en arcos continentales, sin embargo, en general presentan una diversidad tectónica global y vasta distribución geográfica (figura 12), con edades que van del Paleozoico al Cenozoico.

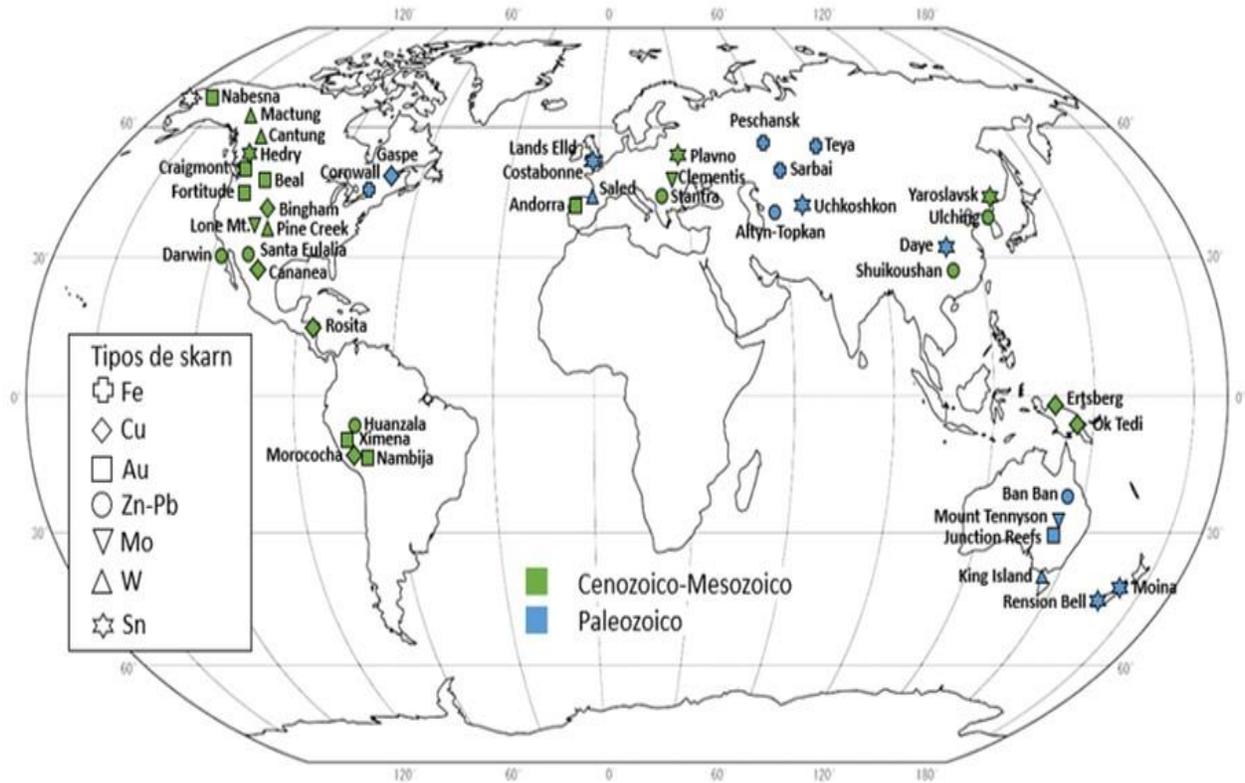


Figura 12. Distribución global de los principales yacimientos de skarn con sus respectivas edades. Modificado de Meinert (1992).

1.2.2. Aspectos mineralógicos, texturales y morfológicos

Los depósitos tipo skarn presentan una amplia variación en sus asociaciones mineralógicas, en función de las particularidades de los magmas relacionados. Incluyen minerales de mena de Pb-Zn±Ag, W, Sn, Mo, Cu, Au y/o Fe con calcisilicatos y se producen dentro de un radio aproximado de 1 km a partir del contacto de las rocas carbonatadas con el cuerpo ígneo. Las zonas mineralizadas ocurren como sulfuros masivos, semimasivos y/o diseminados, con morfologías horizontales, llamadas mantos (figura 13), o tubulares verticales, denominadas chimeneas (figura 13), además de formas irregulares, a lo largo de grandes estructuras geológicas, como son fallas, fracturas y planos de estratificación (Ridley, 2013).



Figura 13. Zonificación de un yacimiento tipo skarn cálcico mostrando las zonas económicas, subeconómicas y no económicas, así como las morfologías tipo mantos y chimeneas. (a) Zonas económicas de skarn (endoskarn y exoskarn); (b) Zona sub económica – no económica; (c) Zona no económica. Modificado de Guilbert y Park (2007).

De manera generalizada los yacimientos de skarn pueden ser descritos a partir de la distribución espacial de los minerales económicos en:

- Zonas económicas. Predominan minerales de mena con presencia de pocos calcisilicatos y otros minerales. Se subdivide en: *endoskarn*, cuando los minerales de mena se localizan dentro del intrusivo, y *exoskarn*, cuando se producen en las rocas carbonatadas externas al cuerpo ígneo (Robb, 2005) (figura 13).
- Zonas subeconómicas - no económicas. Los calcisilicatos abundan, sin embargo, es común encontrar algunos minerales de mena (figura 13).
- Zonas no económicas. Escasa o nula presencia de minerales de mena. Zona dominada por mármol, caliza y en menor proporción calcisilicatos (figura 13).

Así mismo, los skarn, se dividen en cálcicos y magnésicos en función de la roca encajonante. Los skarns cálcicos, se forman por el metasomatismo de calizas, con mineralogía típica que incluye granate (andradita-grosularia), clinopiroxenos (diopsida-hedenbergita), wollastonita, escapolita, epidota y magnetita. Y los skarns magnésicos, son aquellos que se generan por el metasomatismo de dolomías, y sus minerales característicos son diópsido, forsterita, serpentina, magnetita y tremolita-actinolita. Cabe destacar que los skarns más extensos e importantes económicamente están asociados a exoskarns cálcicos (Robb, 2005).

1.2.3. Metalogénesis

A pesar de que hay varios tipos de depósitos skarn, los procesos de su formación son similares, dado que todos implican el emplazamiento de intrusivos de alto nivel en rocas carbonatadas y la actividad magmático-hidrotermal. Se forman como resultado de tres procesos secuenciales: (1) metamorfismo de contacto durante las etapas tempranas del emplazamiento; (2) cristalización del cuerpo ígneo y liberación de fluidos magmáticos, así como eventos de metasomatismo y alteración durante la saturación magmática; y (3) mezcla de fluidos magmáticos, previamente exsuetos, con fluidos meteóricos circundantes durante el enfriamiento del plutón (figura 14).

Metamorfismo de contacto

Mientras el intrusivo se emplaza en rocas carbonatadas, éstas sufren metamorfismo de contacto, es decir, las rocas encajonantes sufren recristalización conforme aumenta la temperatura (progrado). Se forma mármol y otras rocas metamórficas en facies de hornfels (figura 14a). Las asociaciones mineralógicas características en esta etapa reflejan la composición de la roca encajonante y el magma, formándose calcisilicatos anhidros a altas temperaturas (450°-600°C). En unidades de dolomía, la zonificación mineral metamórfica se aproxima a la secuencia granate-clinopiroxeno-tremolita-talco/flogopita (reflejando minerales más hidratados a mayor distancia de la intrusión). En las calizas, la zonificación mineral consiste en granate-vesuvianita-wollastonita y la formación de mármol, cuarcitas y otras rocas en facies de hornfels (Robb, 2005).

No cristalizan minerales de mena durante esta etapa, sin embargo, se producen fluidos hidrotermales, principalmente H₂O y CO₂, originados por la deshidratación de los minerales de las rocas encajonantes, al momento de recristalizar en minerales anhidros conforme sufren un aumento en la temperatura (reacciones metamórficas de progreso). Estos fluidos pueden aumentar la porosidad cerca de los márgenes del intrusivo al generar pequeñas fracturas por hidrofracturamiento (figura 14a), lo cual facilita la circulación de fluidos durante etapas posteriores.

Metasomatismo y reemplazamiento

La segunda etapa involucra la cristalización del magma y la subsecuente sobresaturación de volátiles por descompresión y/o cristalización (ebullición magmática), así como la expulsión de fluidos a los alrededores del intrusivo. En niveles corticales por debajo de la intrusión, el fluido tiende a concentrarse a lo largo de conductos paralelos a la estratificación, mientras que en la cúpula del intrusivo el fluido tiene una distribución más pervasiva, debido al hidrofracturamiento generado en la parte superior de intrusivo y las rocas adyacentes durante la ebullición magmática.

A medida que dichos fluidos interactúan con las rocas encajonantes, estas sufren un cambio químico y mineralógico (metasomatismo). Se forman calcisilicatos anhidros de alta temperatura (400°-600°C) por reacciones de progrado (aumento de la temperatura) similares a los formados durante el metamorfismo de contacto, pero la alteración hidrotermal es más intensa y de grano más grueso (Robb, 2005). Estos nuevos minerales reemplazan a calcisilicatos formados en la primera etapa (figura 14b).

El sistema metasomático incluye componentes derivados de fluidos magmáticos (Si, Al y Fe) y otros derivados de fluidos meteóricos locales (Ca, Mg y CO₂), de manera que la mineralización de sulfuros no se genera en esta etapa. Sin embargo, la magnetita y la scheelita (en skarns W) precipitan posteriormente al metasomatismo.

Flujo de fluidos meteóricos y precipitación de metales

En esta etapa el intrusivo comienza a enfriarse y aumenta el flujo de aguas meteóricas. A medida que el sistema magmático-hidrotermal se vuelve progresivamente dominado por aguas meteóricas (figura 14c), se forman conjuntos de minerales por alteración retrógrada, en otras palabras, precipitan minerales por el decremento de la temperatura en el sistema. Éstos reemplazan parcial o totalmente a los minerales metamórficos y metasomáticos de las etapas previas. Dicho proceso es típicamente reconocido por la formación de epidota, biotita, clorita, plagioclasa, calcita y cuarzo reemplazando a granates; tremolita-actinolita y talco reemplazando a piroxenos; y serpentina reemplazando a olivino. Esta etapa también se caracteriza por la precipitación de sulfuros, con asociaciones de piritita-calcopiritita-magnetita en sitios proximales al intrusivo y bornita, esfalerita-galena en zonas distales.

La paragénesis mineral, es decir, la asociación de minerales formados en esta etapa bajo iguales condiciones químicas sugiere que el descenso de la temperatura de los fluidos (400°-200°C) por el enfriamiento del intrusivo y la mezcla de fluidos (magmáticos y meteóricos), así como la neutralización de los fluidos hidrotermales con las rocas carbonatadas, son los principales mecanismos que disminuyen la solubilidad de los complejos químicos metálicos. Dicha razón promueve la precipitación de las fases sulfuradas de metales base y metales preciosos, así como magnetita y hematita, en forma de diseminaciones, vetas y vetillas (Robb, 2005) (figura 14c).

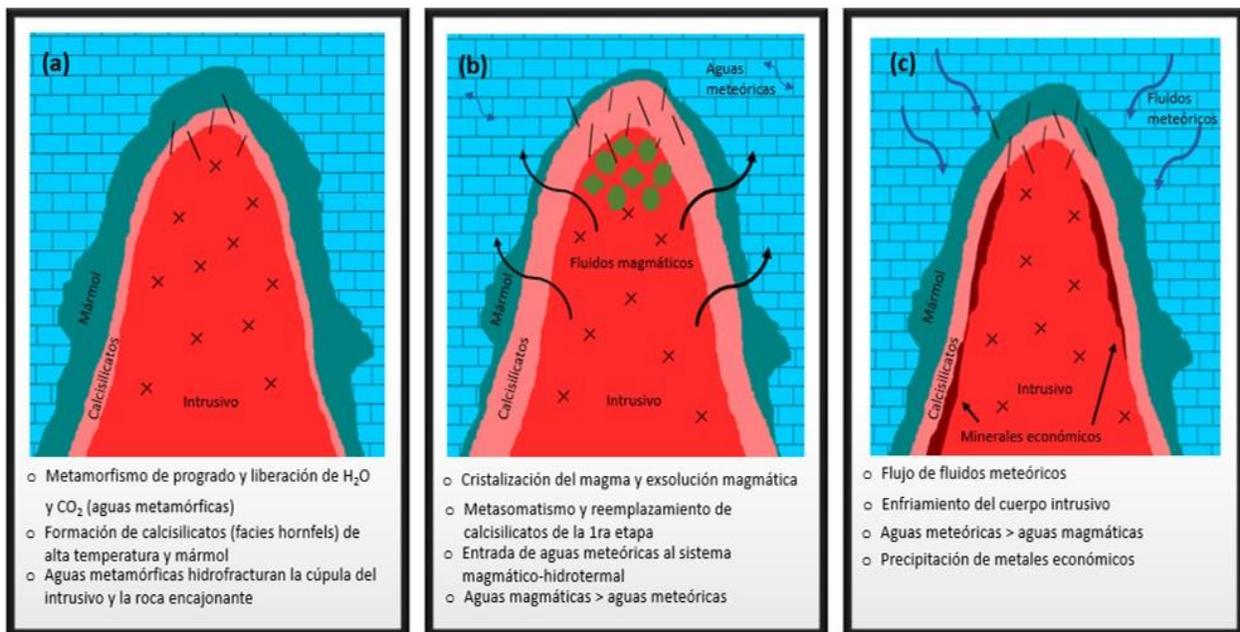


Figura 14. Evolución de yacimientos tipo skarn asociados al emplazamiento de un intrusivo de alto nivel en rocas carbonatadas, mostrando las tres etapas secuenciales de su formación. Modificado de Robb (2005).

1.2.4. Clasificación

Una forma de clasificar a los skarn es con base en la presencia del metal económico dominante, como son: oro (Au), tungsteno (W), zinc (Zn), plomo (Pb) molibdeno (Mo), estaño (Sn), cobre (Cu) o hierro (Fe) (Robb, 2005). Sin embargo, las diferencias metalogenéticas en cada tipo de skarn son producto de las diferentes composiciones, estados de oxidación, y afinidades metalogenéticas de los magmas. La figura 15 muestra la relación de la composición de los intrusivos, a partir de su contenido de SiO₂, relacionados con los diferentes tipos de skarn. Los skarn de Fe y Au generalmente están asociados a intrusiones de composición intermedia a

básica; los de Cu, Pb y Zn, a rocas ácidas, y los de W-Mo y Sn, a magmas ácidos más diferenciados, en una amplia variedad de ambientes tectónicos (figura 16).

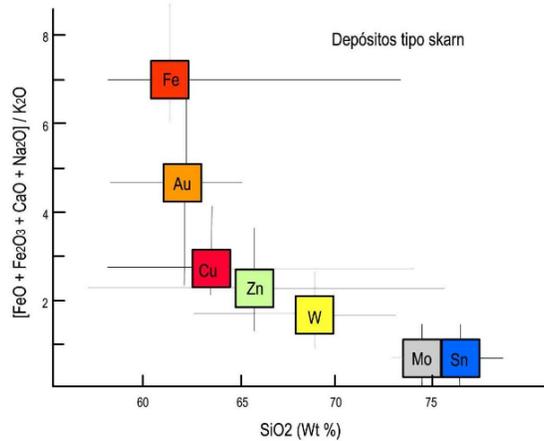


Figura 15. Composición de magmas asociados a los diferentes tipos de skarn (Fe, Au, Cu, Zn-Pb, W, Mo y Sn) graficados en función de su contenido de sílice vs óxidos de Fe, Ca, Na y K. Tomado de Meinert (1992).

Skarn de Fe

Forman grandes depósitos económicos de magnetita, como principal mena de Fe, y hematita, en menor proporción menas de Cu, Co y Ni, y en ocasiones Au. Están asociados a intrusiones máficas gabrómicas a intermedias granodioríticas, comúnmente en zonas de arcos de islas (figura 16A). Se caracterizan por presentar alto contenido de granates y piroxenos, así como epidota, albita y actinolita en menor proporción. Por ejemplo, el skarn de Fe en Marmora, Canadá (Meinert, 1992; Meinert, 2005; Robb, 2005).

Skarn de Au

Los skarn de Au están asociados a intrusivos de composición básica a intermedia diorítica - granodiorítica en zonas de subducción y cuencas de tras-arco (figura 16A), con indicadores de fusión parcial de la corteza terrestre, por ejemplo, el skarn de La Joya, en el distrito minero Mezcala, Guerrero, México (González-Partida et al., 2004). Los minerales económicos predominantes consisten en arsenopirita, pirrotita, menas de Au, Cu y Co. En ocasiones con minerales asociados de Bi, Te y As. La ganga comúnmente está conformada por piroxenos ricos en hierro, granate, feldespato potásico, escapolita, vesubianita, apatita y anfíboles ricos en aluminio (Meinert, 1992; Meinert, 2005; Robb, 2005).

Skarn de Cu

Asociados a intrusiones de composición ácida a intermedia, similares a las que forman yacimientos de pórfidos en arcos continentales (figura 16B). Comúnmente se encuentran zonificados con grosularia masiva cerca del intrusivo y conforme incrementa la distancia al plutón aumenta la aparición de piroxenos, vesubianita y wollastonita; con minerales de Cu, como calcopirita, enargita y bornita, así como menas de Au, Fe y Mo. Un clásico ejemplo es el distrito Bingham en Utah, E.U. el cual contiene un importante pórfido de Cu y el depósito de skarn de Cu más grande del planeta (Meinert, 1992; Meinert, 2005; Robb, 2005).

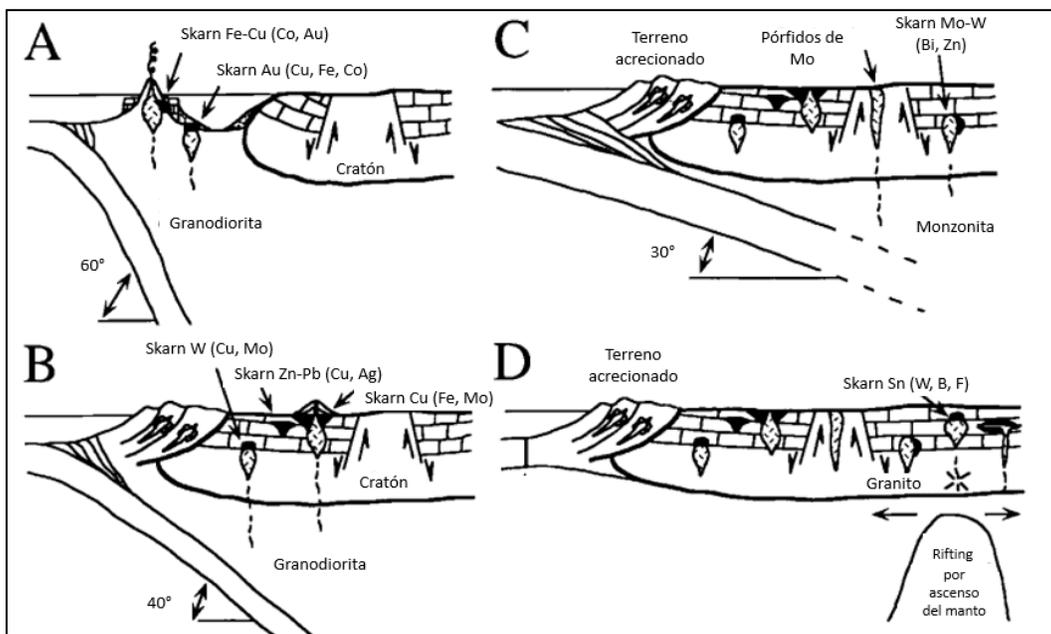


Figura 16. Esquema que ejemplifica la diversidad tectónica de los modelos de formación de yacimientos tipo skarn; (A) Arco de islas y cuenca de tras-arco; (B) Subducción con acreción de terreno; (C) Subducción con bajo ángulo; D) Zona de apertura continental. Modificado de Meinert (2005).

Skarn de Zn-Pb

Los skarn de Zn-Pb se relacionan con magmas de composición de granodioritas a cuarzo monzonitas en zonas de subducción (figura 16B), en los cuales se explotan Zn, Pb y en ocasiones Ag y Cu. La mineralogía es variada, comúnmente, esfalerita y/o marmatita, galena (figuras 17c, 17d), argentita, calcopirita, arsenopirita (figura 17a y 17b) y silicatos como granates (andradita, almandino-espesartino), olivino, piroxenos, piroxenoides, anfíboles, clorita, serpentina y calcita.

Un ejemplo, es el skarn del distrito minero Velardeña en el estado de Durango, México, el cual corresponde al segundo yacimiento más importante de Zn del país (figura 17e y 17f) (caso de estudio 2) (Meinert, 1992; Meinert, 2005; Robb, 2005).



Figura 17. Ejemplares de yacimientos tipo skarn mexicanos. Algunos son del Laboratorio de Yacimientos Minerales de la Facultad de Ingeniería, UNAM. a) y b) Sulfuros de Pb, Zn, As y Fe con anhidrita y yeso euhedrales de grano grueso de mina Naica, Chihuahua; c) Agregado de cristales euhedrales de grano grueso de calcopirita, marmatita, galena y pirrotita de mina La negra, Querétaro; d) Marmatita con calcopirita y calcita romboedral de grano grueso de mina La Negra, Querétaro; e) Sulfuros diseminados con vetillas de calcita de la unidad minera Velardeña, Durango; f) Cristales de calcita en forma de drusas con vetillas de esfalerita de grano fino de la unidad minera Velardeña, Durango. Apy = arsenopirita; Py = pirita; Sph = esfalerita; Gn = galena; Anh = anhidrita; Gyp = yeso; Cpy = calcopirita; Mrm = marmatita; Po = pirrotita; Cal = calcita.

Skarn de W-Mo

Generan la mayor producción de W a nivel global y son típicamente asociados a intrusiones altamente diferenciadas (altos contenidos de SiO_2), de composición granodiorítica a cuarzo-monzonítica emplazadas a niveles relativamente profundos (2-6 km) en zonas de subducción y en cinturones orogénicos (figuras 16B y 16C). Ejemplo, los skarn de King en Tasmania y MacTung en Yukon, Canadá. La mineralogía económica consiste en hedenbergita,

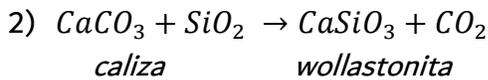
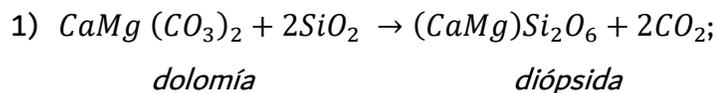
scheelita, esfalerita, arsenopirita y en ocasiones molibdenita. La ganga normalmente está conformada por andradita, biotita y piroxenos (Meinert, 1992; Meinert, 2005; Robb, 2005).

Skarn de Sn

Los skarn de estaño están asociados a granitoides alcalinos altamente diferenciados, en ambientes intracontinentales (figura 16D). Los minerales de mena de Sn se asocian con trazas de W, B y F. Estos yacimientos poseen bajos contenidos de sulfuros y altos contenidos de óxidos como menas. Un buen ejemplo es la mina de Renison Bell en Tasmania (Meinert, 1992; Meinert, 2005; Robb, 2005).

1.2.5. Alteraciones hidrotermales asociadas

En yacimientos tipo skarn es característica la alteración silícica producida durante las tres etapas secuenciales de su formación, caracterizada por la adición de sílice y el reemplazamiento de carbonatos por asociaciones de calcisilicatos (ecuaciones 1 y 2), en función de la composición de la roca encajonante, ya sea caliza, dolomía o una unidad calcárea rica en arcillas, la temperatura del fluido, la distancia desde la intrusión y la composición del fluido hidrotermal.



En skarns cálcicos la alteración está caracterizada por: granate (andradita-grosularia), diópsido y/o wollastonita ± actinolita, vesubianita, epidota, escapolita y magnetita (figura 18). En skarns magnésicos: forsterita (olivino), diópsido, serpentina y talco ± calcita, magnetita y tremolita. Además, es común la formación de drusas de calcita rellenando cavidades (figura 17f).

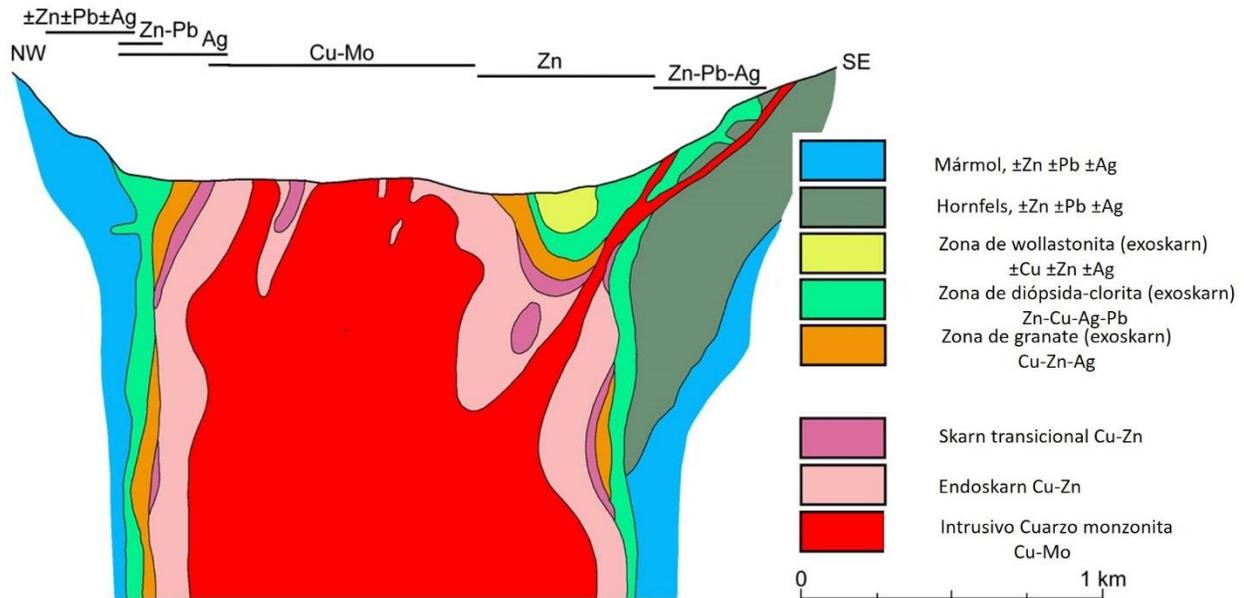
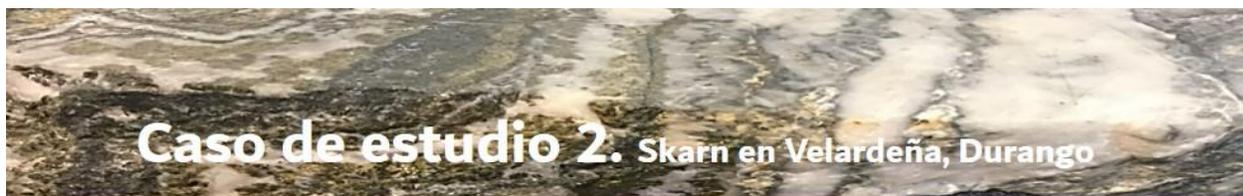


Figura 18. Sección geológica transversal del skarn de Cu-Zn-Ag en Antamina, Perú, mostrando la característica zonación de la alteración y distribución de metales en un típico skarn cálcico. Tomado de Lozada y Espinoza (2011).

1.2.6. Leyes y tonelajes

Los yacimientos de skarn poseen leyes relativamente altas y bajo tonelaje en comparación con los pórfidos metalíferos. La mayoría presentan de 1 a 20 Mt, con excepción de los skarn de Fe que llegan a tener hasta 300 Mt y los skarn de Cu asociados a pórfidos metalíferos pueden llegar a extensiones de 500 Mt. Por otra parte, las leyes tienen mayor variación: 30 a 60% Fe, 1-15 g/t Au, 0.2-2% Cu, 6-12% Zn-Pb, 0.5-1.6% W-Mo y 0.1-0.4% Sn, considerando a cada uno de estos como el principal metal de interés económico del yacimiento (Ridley, 2013).



Caso de estudio 2. Skarn en Velardeña, Durango

El distrito minero de Velardeña presenta yacimientos tipo skarn de Zn-Pb, localizados en la porción oriental de Durango, en parte de la flexión poniente de la Sierra Madre Oriental. En la localidad afloran calizas del Cretácico Inferior y calizas arcillosas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior. Dichas rocas se encuentran deformadas por plegamientos y fallamientos resultantes de los esfuerzos que se generaron durante la Orogenia Larámide, con dos sistemas principales de fracturamiento, NW-SE y NE-SW.

Además, afloran rocas ígneas del Cuaternario: lavas andesíticas y granitos, clasificados como pórfido riolítico y dique aplítico. Éstos fueron emplazados en las secuencias calcáreas que afloran en el área (figura 19) y, junto con fluidos hidrotermales, generaron un sistema magmático-hidrotermal que dio origen al metasomatismo de las rocas encajonantes formando un skarn cálcico de Zn-Pb.

El yacimiento económico se encuentra en el exoskarn y endoskarn. Está subdividido en 3 cuerpos lenticulares mineralizados con rumbo NE-SW (figura 19), conocidos como Antares Norte (contacto norte del pórfido riolítico), Antares Sur (contacto sur del pórfido riolítico) y Santa María (contacto entre las calizas y el dique aplítico, con una geometría de chimenea que tiende a acuñaarse hacia la aplita) (figura 19). Además, existe otro cuerpo mineralizado conocido como la Industria, el cual se encuentra actualmente en desarrollo. Sin embargo, la zona con mayor enriquecimiento en Zn se encuentra en Santa María (Peñoles, 2010).

Antares Norte y Antares Sur presentan mineralización de sulfuros masivos, semimasivos y diseminados de Zn-Fe con valores subordinados de Cu-Au: marmatita, esfalerita, pirrotita y calcopirita. Como minerales de alteración abundan andradita, grosularia y piroxenos.

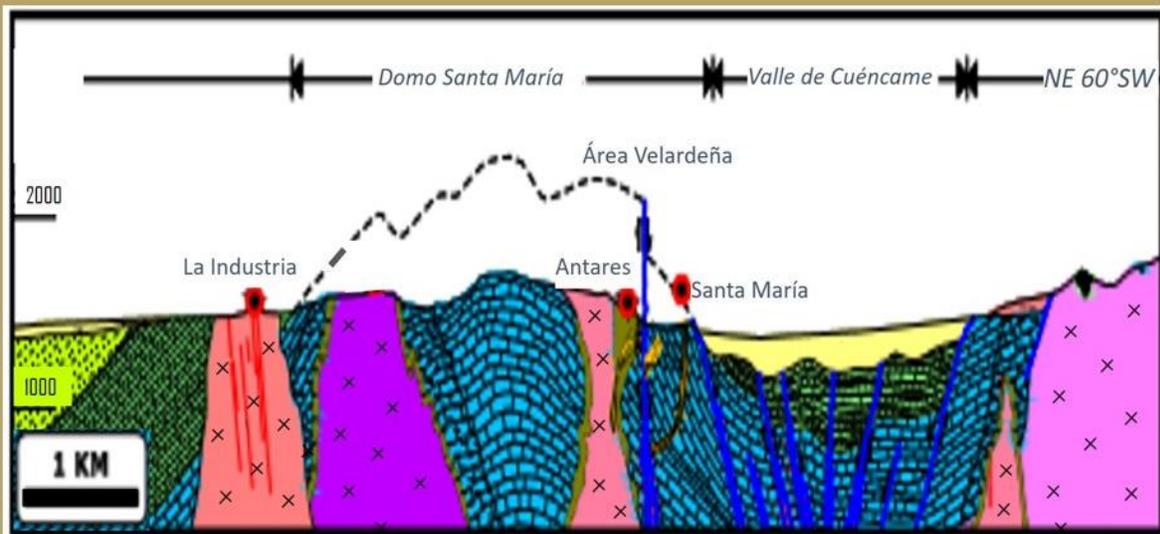


Figura 19. Sección geológica del skarn de la unidad minera Velardeña emplazado (Peñoles, 2010).

En Santa María la mineralización se encuentra como sulfuros masivos y semimasivos de Zn, Fe, As, Pb y valores subordinados de Ag. Los minerales de mena presentes en esta zona son: esfalerita, marmatita, pirita, calcopirita, galena, argentita y arsenopirita. La mineralogía de alteración se presenta como silicificación representada por granates, piroxenos y wollastonita, así como marmolización por el contacto dique-caliza.

El yacimiento tipo skarn de Minera Roble, Velardeña se explota mediante minería subterránea con una producción aproximada de 7000 toneladas por día y leyes que van de 3 a 5% de Zn-Pb y valores subordinados de Ag, por lo que ha sido posicionada como la segunda unidad minera en la producción de Zn en México (CAMIMEX, 2019).

En Santa María la mineralización se encuentra como sulfuros masivos y semimasivos de Zn, Fe, As, Pb y valores subordinados de Ag. Los minerales de mena presentes en esta zona son: esfalerita, marmatita, pirita, calcopirita, galena, argentita y arsenopirita. La mineralogía de alteración se presenta como silicificación representada por granates, piroxenos y wollastonita, así como marmolización por el contacto dique-caliza.

El yacimiento tipo skarn de Minera Roble, Velardeña se explota mediante minería subterránea con una producción aproximada de 7000 toneladas por día y leyes que van de 3 a 5% de Zn-Pb y valores subordinados de Ag, por lo que ha sido posicionada como la segunda unidad minera en la producción de Zn en México (CAMIMEX, 2019).

Lecturas recomendadas

Para aquellos que deseen indagar a fondo la formación de yacimientos de skarn, serán útiles las siguientes referencias de artículos científicos, libros y sitios web.

Mares, Rainier (2014). "Caracterización geoquímica y gemológica de los granates del skarn de la Sierra de Tlayca, Morelos". Tesis para obtener el grado de ingeniero geólogo. Facultad de Ingeniería, UNAM, Ciudad de México, 7-14.

Meinert, L. D. (1992). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4).

Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press, 135-148.

Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes* (Vol. 239). Oxford: Blackwell, 113-117.



1.3. Yacimientos del tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold) de óxidos de hierro, cobre y oro

Los yacimientos de óxidos de fierro, cobre y oro (*Iron Oxide Copper Gold*, IOCG), que en algunos casos presentan cantidades importantes de tierras raras y uranio, son un grupo de yacimientos magmático-hidrotermales con una gran diversidad en edad, magmas asociados y su nivel de emplazamiento cortical, ambiente tectonomagmático de formación, mineralogía de mena y rocas encajonantes. Se asocian a ambientes que abarcan desde plutónicos hasta volcánicos.

Palabras claves: IOCG, óxidos de Fe, alteración cálcico-sódica, mezcla de fluidos, brechas hidrotermales.

1.3.1. Metalogénesis

Los yacimientos tipo IOCG (*Iron Oxide Copper Gold*) conforman una variedad de yacimientos magmáticos-hidrotermales globalmente importantes por su enriquecimiento en óxidos de Fe (hematita y/o magnetita con bajo contenido de Ti), Cu y Au, con contenidos subordinados de REE, U, P, Ag, P, Co, Ni, As, Mo, Ag y/o Ba y empobrecimiento en Zn y Pb (Camprubí y González-Partida, 2017).

Se encuentran ampliamente distribuidos espacial y temporalmente abarcando edades desde el Arcaico hasta el Cenozoico (figura 20), asociados a magmatismo de diversas composiciones, a diferentes niveles de emplazamiento y en varios ambientes tectónicos. En ocasiones en asociación cercana a intrusiones ígneas, sin embargo, no siempre muestran una relación espacial clara y directa con rocas plutónicas, pero sí hay una relación espacio-tiempo con magmatismo en la región (Williams et al., 2005) Como rasgo en común, la mineralización en todos los depósitos tipo IOCG siempre se produce asociada a fallas corticales de gran escala y presentan alteración que abarca extensos niveles regionales (Camprubí y González-Partida, 2017).

El reconocimiento y caracterización de los depósitos tipo IOCG es relativamente reciente y se deriva del descubrimiento y posterior evaluación y explotación (1975-1983), del depósito de

clase mundial *Olympic Dam* en el sur de Australia (figura 20), con reservas importantes de Fe, Cu, Au, Ag, U y LREE, que produjo interés científico y económico por el estudio y la exploración de este tipo de yacimientos.

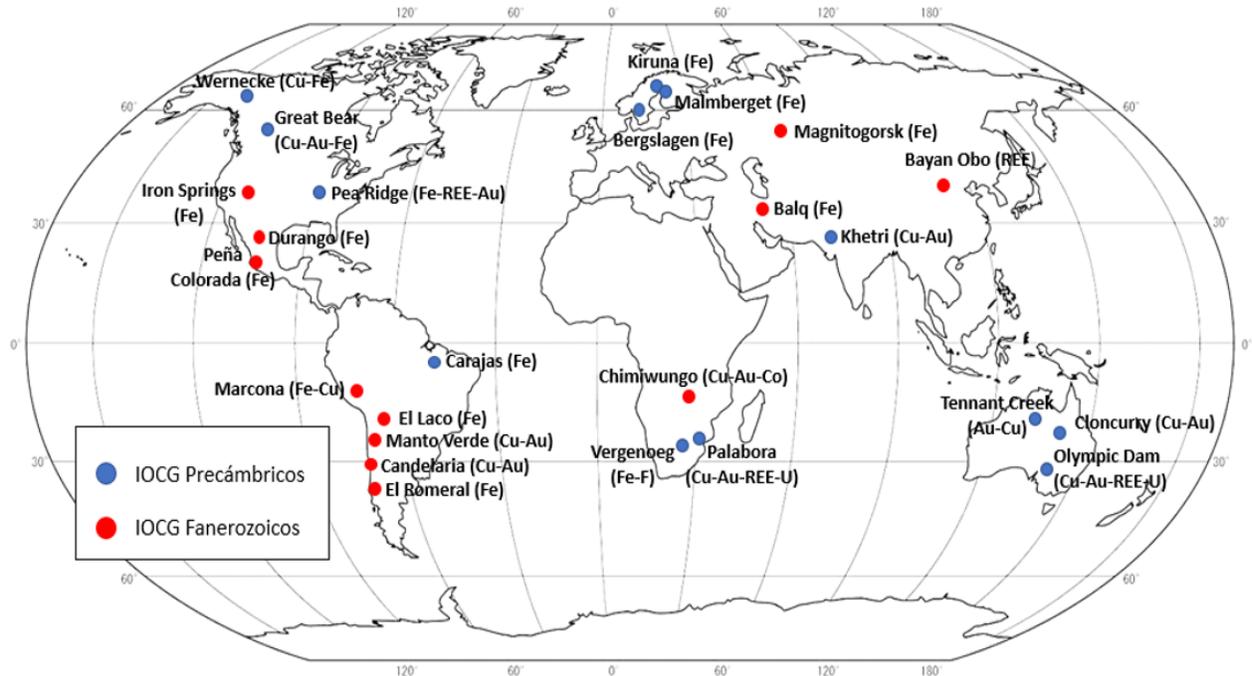


Figura 20. Ubicación de los principales yacimientos de IOCG a nivel global con sus respectivos metales de interés económico y edades indicadas con diferente color. Modificado de Williams et al. (2005).

Contexto tectónico

Los yacimientos del grupo o clan IOCG presentan amplia diversidad tectonomagmática, no obstante, todos comparten como característica en común la asociación a mega estructuras profundas (6-12 km) en diversos contextos plutónicos y volcánicos en rifts intracontinentales, zonas anorogénicas, orogénicas, arcos magmáticos, cuencas de tras-arco e intracratones (Williams et al., 2005) (figura 21). Estas estructuras, además controlan el emplazamiento de las intrusiones asociadas, el régimen del flujo de los fluidos hidrotermales, la formación de brechas hidrotermales y la ubicación de las zonas de alteración y mineralización (Camprubí y González-Partida, 2017).

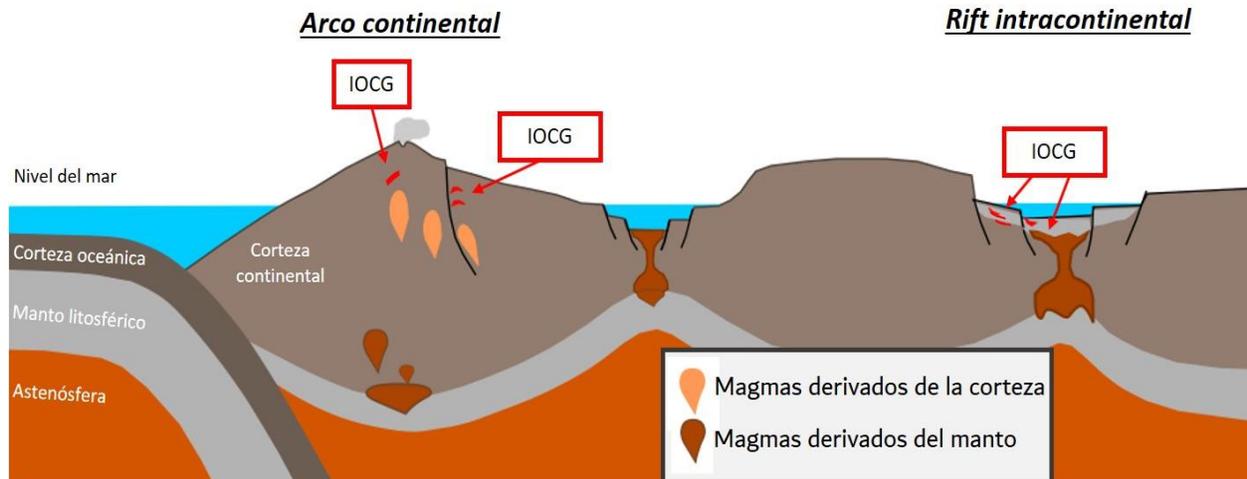


Figura 21. Yacimientos IOCG en arcos continentales y rifts intracontinentales. Modificado de Lydon (2007).

Fluidos hidrotermales

A partir de estudios (Ridley, 2013; Camprubí y González-Partida, 2017) en inclusiones fluidas y asociaciones mineralógicas de varios depósitos IOCG se han determinado dos principales tipos de fluidos hidrotermales que forman estos yacimientos, con CO₂ en solución:

- i. Fluidos hipersalinos (hasta 40 % en peso NaCl eq.) con temperaturas moderadas a altas (350°-600°C), de oxidación intermedia a reducidos y ricos en Fe, K, Cu-Au y H₂S.
- ii. Fluidos de salinidad moderada (15-25 % en peso NaCl eq.) a bajas temperaturas (150°-250°C) y alto grado de oxidación.

A pesar de ser de los yacimientos minerales actualmente más estudiados, existen divergencias sobre la génesis de las distintas tipologías de IOCG: la naturaleza de los fluidos hidrotermales involucrados, las fuentes de los metales, y las posibles trampas y/o procesos que generan la precipitación de los minerales de mena. Sin embargo, algunos autores (Ridley, 2013) consideran que la interacción de fluidos de origen magmático (oxidados y ricos en metales expulsados de magmas) con aguas meteóricas y subterráneas de la corteza (menos oxidadas, con alto contenido de S y alta salinidad), a distintas profundidades corticales en determinados ambientes plutónicos y volcánicos, es la principal causa de la gran diversidad que presenta este grupo de depósitos (tabla 2).

Los sistemas de fallas regionales, característicos en todos los yacimientos tipo IOCG, además de favorecer el transporte de los fluidos magmáticos desde la fuente facilitan la introducción de

salmueras externas y subsecuentemente la mezcla de fluidos. Dicho proceso podría ser el principal factor que promueve la precipitación de metales económicos en estos yacimientos.

1.3.2. Clasificación

Considerando la diversidad de los yacimientos IOCG identificados al momento, Gandhi (2004) y Corriveau y Goodfellow (2007), los han clasificado con base en depósitos y distritos mineros de clase mundial, contemplando particularidades de cada uno y la distancia relativa de los yacimientos a los tipos de magmas asociados: (1) calcoalcalinos: tipo skarn de Fe, Kiruna, Olympic Dam y Cloncurry, y (2) alcalinos: Palabora y Dayan Obo (figura 22) (tabla 2).

Magmas calcoalcalinos

Origen → Proximal → Distal

Tipo	Skarn Fe	Kiruna	Olympic Dam	Cloncurry
Mineralización	Magnetita-granates- piroxenos masivos	Magnetita-apatito- actinolita masivos	Brecha de magnetita - matriz de hematita y sulfuros	Óxidos de Fe y Fe, masivos y diseminados
Morfología	Estratoligados y cuerpos irregulares en contacto al intrusivo	Tabular, forma de pipas, cuerpos irregulares y vetas	Forma de pipa, brechas, cuerpos irregulares y vetas	Estratoligados, brechas y vetas
Elementos de interés económico	Monometálicos de Fe y depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au asociados	Monometálicos de Fe y depósitos de Fe-Cu asociados tipo pórfidos	Polimetálicos de Fe, Cu, Au, Ag, U, Th y REE	Polimetálicos de Fe, Cu, Au, Ag, Bi, Co y W
Alteración dominante	Alteración sódica	Alteración sódica	Alteración potásica	Alteración potásica
Ejemplo	Magnitogorsk (Rusia)	Kiruna (Suecia)	Olympic Dam (Australia)	Osborne (Australia)

Magmas alcalinos-carbonatitas

Origen \longrightarrow Proximal \longrightarrow Distal

Tipo	Palabora	Bayan Obo
Mineralización	Magnetita, apatito, flogopita, fluorita, carbonatos, sulfuros de Cu-Fe y uranotorianita diseminados dentro o al margen del intrusivo	Magnetita, hematita, flogopita, óxidos de Fe-Ti-Cr-Nb, fluorita y carbonatos semimasivos
Morfología	Vetas y mantos	Vetas, mantos y estratoligados
Metales de interés económico	Polimetálicos de Fe, Ti, Cu, PGE, Au, Ag, U, Th y F	Polimetálicos de Fe, óxidos de Fe-Ti-Cr-Nb y F
Alteración dominante	Alteración sódica y potásica	Alteración sódica y potásica
Ejemplo	Palabora (Sudáfrica)	Bayan Obo (China)

Tabla 2. Clasificación de IOCG según depósitos de clase mundial o distritos mineros en función del tipo de magmatismo asociado y la distancia a los magmas. Modificado de Gandhi (2004).

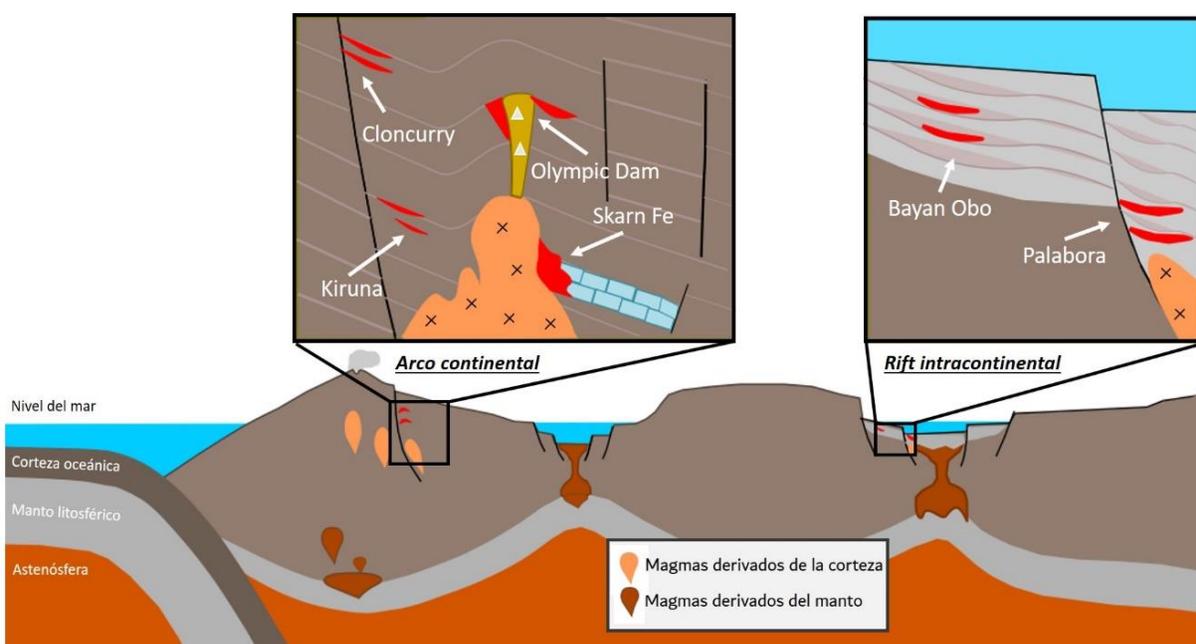


Figura 22. Modelo tectonomagmático de los diferentes estilos de yacimientos IOCG propuesta por Gandhi (2004) y Corriveau y Goodfellow (2007).

1.3.3. Morfologías y asociaciones mineralógicas

Los yacimientos del clan IOCG son depósitos con más de 100 Mt, algunos similares en tamaño a los pórfidos cupríferos, hasta 3,000 Mt y leyes de 0.2 a 1 g/t Au, 0.5 a 1.5 % Cu y 50-60% Fe. Ocurren en una amplia variedad de morfologías discordantes y/o concordantes estratoligados, reemplazamientos tipo skarn, vetas, mantos, chimeneas, forma de pipas o diatremas, stockworks, brechas (figuras 24a y 24d) y formas irregulares (figura 23) (Naslund et al., 2002).

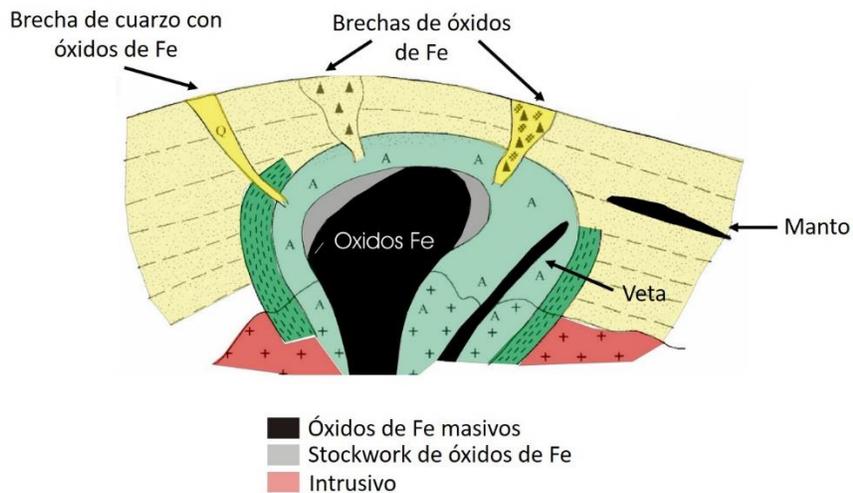


Figura 23. Algunas morfologías típicas de yacimientos IOCG y distribución de minerales de mena. Tomado de Naslund et al. (2002).

La mineralización de los IOCG varía en cada tipo de yacimiento, en función del ambiente tectonomagmático y los fluidos hidrotermales involucrados. De manera generalizada (tabla 2) la mayoría de los yacimientos IOCG presentan Fe en forma de óxidos (magnetita y hematita con bajo contenido de Ti) (figuras 23 y 24b). Además, existen otras dos variedades de óxidos de Fe característicos de los depósitos IOCG: martita y mushketovita. El primero resulta del reemplazamiento de magnetita por hematita (procesos de oxidación) (figura 24c) y el segundo se forma por el reemplazamiento de hematita por magnetita (procesos de reducción) (Camprubí y González-Partida, 2017).

En los yacimientos IOCG los minerales económicos de Cu que se presentan son predominantemente sulfuros (calcopirita, piritita y bornita), con una zonación de calcopirita - magnetita en las zonas más profundas y bornita - hematita en las zonas más superficiales de los IOCG con Cu-Fe. Otros

minerales de mena comunes en función del yacimiento pueden ser uraninita, niquelina, arsenopirita, pirrotina, cobaltita y/o molibdenita como minerales primarios o subordinados (Camprubí y González-Partida, 2017) y como minerales de ganga se presentan feldespatos, micas, calcisilicatos, apatito, carbonatos, barita y/o cuarzo.

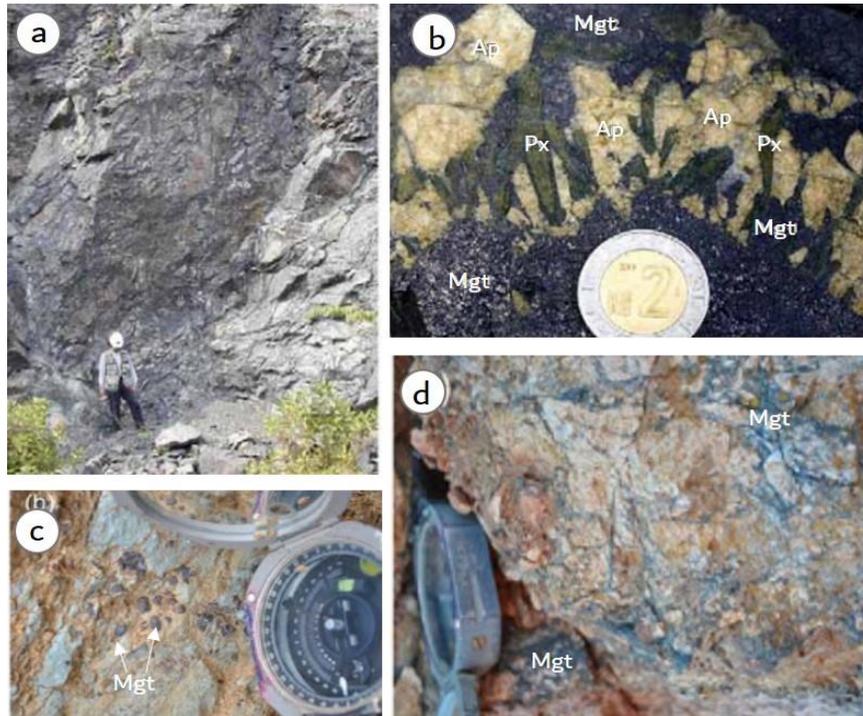


Figura 24. Muestras de yacimientos IOCG. a) Brecha compuesta por matriz de magnetita y clastos de rocas encajonantes del yacimiento Peña Colorada, Colima; b) Intercrecimientos de apatito-piroxeno sobre cristales de magnetita de un ejemplar tipo del IOCG de Peña Colorada, Colima; c) Ultracataclasita con cristales grandes de magnetita del IOCG Dominga, Chile; d) Brecha hidrotermal con matriz de magnetita oxidándose (martita) y clastos de pórfido diorítico del IOCG Dominga, Chile. Tomado de Tritlla et al. (2003) y Morales (2017).

1.3.4. Alteraciones hidrotermales asociadas

Los depósitos IOCG están caracterizados por una alteración hidrotermal progresiva con extensas áreas de alteración alcalina (Na-Ca, Fe, o K) a nivel regional, de kilómetros a decenas de kilómetros con una marcada zonación similar en cada tipología del centro hacia afuera (figura 25), lo cual indica una migración lateral extensa de los fluidos a altas temperaturas que van de 100°C a 600°C (Ridley, 2013):

- I. Alteración sódica o sódico-cálcica: común en la mayoría de los depósitos IOCG cerca del núcleo del yacimiento (figura 25). La diferencia entre estas dos facies de alteración está relacionada con la composición de la roca encajonante; en rocas félsicas es más común la

alteración sódica, marcada por la asociación albita + escapolita + magnetita, y en rocas máficas la alteración sódico-cálcica, caracterizada por albita + actinolita + diópsido + magnetita y raramente granate o epidota.

- II. Alteración potásica: presente en la mayoría de los yacimientos IOCG. Caracterizada por la presencia de feldespato potásico + sericita + magnetita ± biotita.
- III. Alteración sericítica o fílica: no siempre se presenta. Se identifica por la asociación de sericita + clorita + hematita con vetas de cuarzo y pirita.
- IV. Alteración argílica: no es común en todos los yacimientos IOCG. Se caracteriza por la formación de caolinita y montmorillonita, con pirita diseminada y biotita cloritizada.
- V. Alteración propilítica: ocurre en IOCG asociados a magmatismo máfico, sin embargo, no siempre se presenta. Se caracteriza por la asociación de epidota, clorita y calcita.

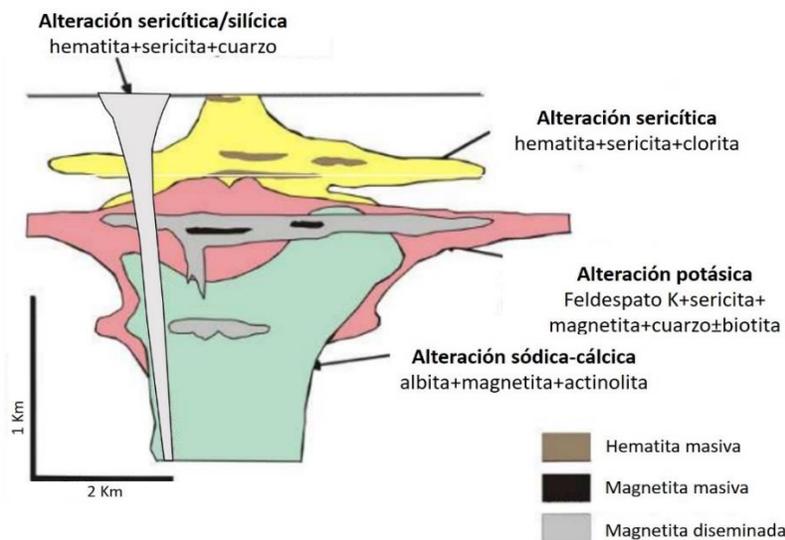


Figura 25. Zonación de la alteración y mineralización económica generalizada de algunos depósitos IOCG, considerando el cuerpo intrusivo distal. Modificado de Hirtzman et al. (1992).

Caso de estudio 3. Yacimiento IOCG Peña Colorada, Colima

Peña Colorada es el depósito de hierro, actualmente explotado, más grande de México, con recursos que superan las 300 Mt y leyes promedio entre 50 y 60% de Fe. Se localiza en el extremo noroccidental del estado de Colima, en el municipio de Minatitlán, al sur del estado de Jalisco. Actualmente surte aproximadamente el 38% de hierro para la industria siderúrgica nacional.

El origen de este yacimiento es controversial por la complejidad del emplazamiento de los cuerpos mineralizados. A partir de estudios geoquímicos se ha interpretado dicho depósito como un clásico skarn de Fe en sus etapas iniciales de formación (Zürcher et al., 2001). No obstante, la distribución de los cuerpos mineralizados, así como los procesos magmáticos asociados y las características mineralógicas y texturales señalan que se trata de un depósito del tipo IOCG de magnetita-apatito tipo Kiruna (Tritlla et al., 2003; Camprubí y González-Partida, 2017).

El yacimiento de Peña Colorada está asociado a rocas magmáticas calcoalcalinas, incluyendo algunas con afinidad teoleítica correspondientes a un arco primitivo y emplazados en rocas volcanosedimentarias, calizas, derrames andesíticos y conglomerados Cretácicos. Bajo estas unidades los cuerpos intrusivos de Peña Colorada incluyen gabros y dioritas alcalinas y exhiben complejas relaciones con rocas félsicas (figura 26) que sugieren mezcla de magmas (Camprubí y González-Partida, 2017). Tales gabros y dioritas contienen magnetita como mineral magmático y como mineral hidrotermal acompañado de alteración potásica y/o sódica.

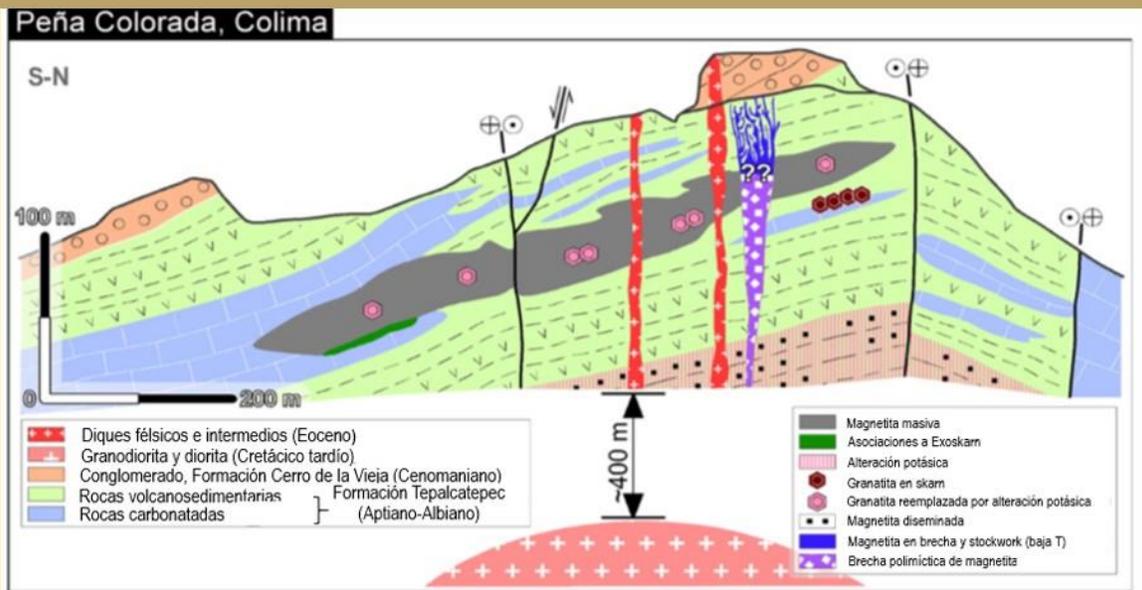


Figura 26. Representación de la sección geológica del yacimiento de Peña Colorada. Tomado de Camprubí y González-Partida (2017).

Los estudios de Camprubí y González-Partida (2017) sugieren que Peña Colorada se formó durante el Cretácico tardío al Oligoceno, caracterizada por cinco principales eventos: (1) intrusión de un magma de composición de granodiorita-diorita; (2) generación de skarn estéril en contacto con las intrusiones; (3) cuerpos de minerales de mena masivos y diseminados parcialmente estratoligados con una extensa alteración potásica en granatitas y rocas feldespáticas tipo sienitas con magnetita; (4) formación de vetas y brechas de magnetita; (5) intrusión tardía de diques andesíticos con pequeñas asociaciones de skarn de granates y piroxenos.

El yacimiento de Peña Colorada está conformado por cuatro cuerpos mineralizados principales: (1) cuerpo central de mena masivo dominado por magnetita (>85%) y, en menor proporción, martita, hematita, pirita, piroxeno, clorita, apatita y carbonatos (figura 27); (2) cuerpo inferior bandeado de magnetita diseminada alternada con capas delgadas de tobas andesíticas; (3) cuerpos masivos tabulares sub-verticales con hasta 60% de magnetita; y (4) brecha magmática-hidrotermal con fragmentos de hasta 50 cm de diámetro de andesita, granodiorita y magnetita masiva con fracturas rellenas de magnetita magmática recubierta por magnetita hidrotermal, epidota, zeolitas y calcita. Estos cuerpos mineralizados son minados a tajo abierto dado el alto tonelaje, la profundidad y sus morfologías.



Figura 27. Cuerpo central de magnetita masiva encajonado en calizas y andesitas. Tomado de Corona-Esquivel et al. (2017).

Lecturas recomendadas

Para aquellos que deseen indagar a fondo la formación de yacimientos tipo Iron Oxide Copper Gold (IOCG), serán útiles las siguientes referencias de artículos científicos, libros y tesis.

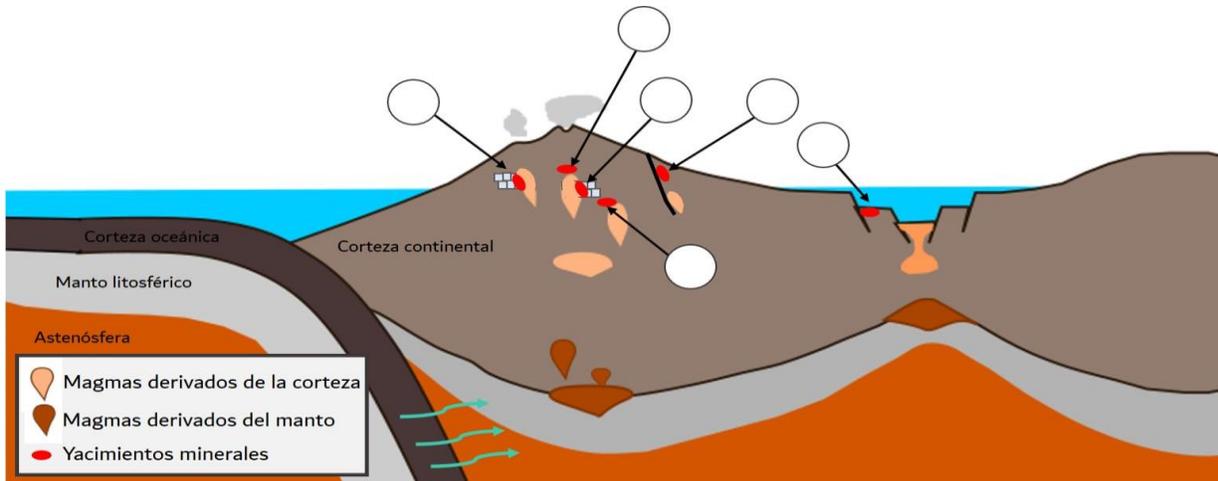
- Barton, M. D. (2014). Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition*, Elsevier Inc., 515-541.
- Camprubí, A., & González-Partida, E. (2017). Mesozoic magmatic-hydrothermal iron oxide deposits (IOCG 'clan') in Mexico: A review. *Ore Geology Reviews*, 81, 1084-1095.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Henríquez, F., Morales-Isunza, A., Portugal, J. L., & Nava-Pérez, L. (2009). Geología y mineralización del Yacimiento Peña Colorada, Colima. *Geología Económica de México*.
- Corriveau, L. (2010). Alteration vectors to IOCG mineralization: from uncharted terranes to deposits. *Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues*, 1-12.
- Pirajno, F. (2008). Hydrothermal processes and mineral systems. *Springer Science & Business Media*, 306-339.
- Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press, 224-235.
- Tritlla, J., Camprubí, A., García, E. C., Esquivel, R. C., Iriondo, A., Martínez, S. S., & Puente, P. M. (2003). Estructura y edad del depósito de hierro de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20 (3), 182-201.

Ejercicios del capítulo I

1. Indica qué es la ebullición magmática y cuál es su importancia en la formación de depósitos magmático-hidrotermales
2. Menciona cuáles son las características favorables para la formación de pórfidos de W-Sn en un ambiente de suprasubducción
3. ¿Cuáles son los 3 procesos secuenciales que ocurren cuando un magma en la corteza interactúa con rocas carbonatadas? Y ¿En qué momento dentro de dicha secuencia se genera la mineralización económica tipo skarn?
4. ¿Cuáles son las características que tienen en común todos los yacimientos del clan IOCG?
5. Relaciona con la siguiente imagen los procesos geológicos enlistados, mediante los cuales los magmas adquieren metales durante su formación y ascenso a través de la corteza terrestre, colocando en los círculos la o las letras correspondientes a cada zona donde ocurren dichos procesos
 - a) Fusión parcial del manto
 - b) Transferencia de masa de un slab subducido rico en metales
 - c) Fusión parcial de la corteza (anatexis)
 - d) Asimilación cortical



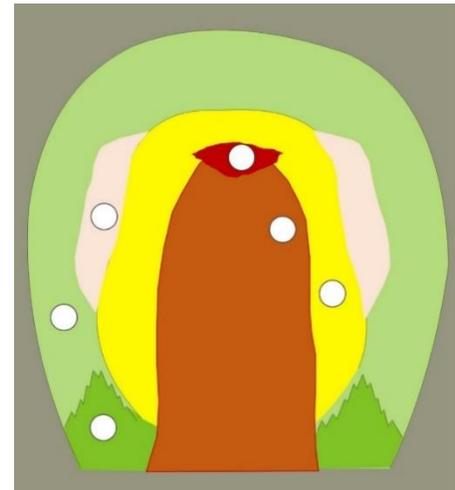
6. **Asocia cada yacimiento magmático-hidrotermal con su ambiente tectónico de formación, colocando en la imagen la letra correspondiente de cada depósito mineral.**
 - a) Pórfidos
 - b) Skarn
 - c) IOCG



7. Vincula cada tipo de alteración hidrotermal con sus minerales esenciales y posteriormente coloca la letra correspondiente de cada una en los círculos del siguiente modelo de alteraciones hidrotermales de un yacimiento mineral tipo pórfido

- a) Potásica ()
- b) Sódica-cálcica ()
- c) Fílica ()
- d) Clorita-Sericita ()
- e) Argílica ()
- f) Propilítica ()

1. Clorita y sericita (o illita)
2. Epidota, clorita, albita y calcita
3. Cuarzo, sericita y pirita
4. Albita/oligoclasa, actinolita, epidota y magnetita
5. Cuarzo y feldespato potásico y/o biotita
6. Pirofilita, dickita, caolinita, montmorillonita, illita y cuarzo vuggy



8. ¿Cuál de los siguientes enunciados no menciona factores condicionantes en la formación de las diferentes tipologías de yacimientos minerales magmático-hidrotermales?

- a) El ambiente tectónico y la composición de los magmas
- b) La profundidad de emplazamiento y la naturaleza de las rocas encajonantes
- c) Las alteraciones hidrotermales y la formación de stockworks
- d) La ebullición magmática y la composición de los fluidos hidrotermales

9. ¿Cuál de los procesos siguientes es uno de los factores que favorecen la precipitación de metales en sistemas magmático-hidrotermales?

- a) Mezcla de geofluidos
- b) Variación en el gradiente hidráulico
- c) Ebullición magmática
- d) Fusión parcial de la corteza

10. Lee los siguientes enunciados y contesta verdadero (V) o falso (F) según corresponda

1. Generalmente los magmas son la principal fuente de metales en un sistema magmático-hidrotermal. ()
2. Los skarn de Au y Fe están asociados a magmas de composición ácida a intermedia. ()
3. Los skarn de Sn se asocian a magmas alcalinos altamente diferenciados. ()
4. El grado de diferenciación y cristalización del magma, la saturación de agua y el nivel de emplazamiento del intrusivo son factores importantes en la formación de pórfidos cupríferos o en su defecto molibdeníferos. ()
5. Los pórfidos cupríferos están asociados a magmas tipo S con alto grado de cristalización y alto contenido de agua. ()
6. Los yacimientos minerales tipo pórfidos son la principal fuente global de Mo. ()
7. Las alteraciones hidrotermales son importantes en la exploración minera dado que son características en cada tipología de yacimiento mineral. ()
8. La precipitación de metales económicos en yacimientos tipo skarn puede ocurrir por el decremento de la temperatura de los fluidos (400°-200°C) durante el enfriamiento del intrusivo. ()
9. Los IOCG están asociados a magmatismo calcoalcalino y magmas alcalinos. ()
10. Todos los yacimientos IOCG presentan asociación espacial directa a intrusivos proximales. ()

II. Yacimientos asociados a vulcanismo

Objetivos

- ⇒ Identificar los principales yacimientos magmático-hidrotermales asociados a rocas volcánicas.
 - ⇒ Analizar los yacimientos minerales en función de sus características geológicas, como son: rocas encajonantes, fluidos hidrotermales y magmas asociados.
 - ⇒ Explicar el modelo genético de su formación y su ambiente tectónico e identificar las asociaciones mineralógicas, aspectos texturales, morfologías y alteraciones hidrotermales características.
-

Los yacimientos magmático-hidrotermales asociados a vulcanismo son aquellos que se forman en sistemas hidrotermales relativamente someros de baja a mediana temperatura (150°-350 °C, que ocurren bajo centros volcánicos y son emplazados, predominantemente, en rocas volcánicas.

A esta categoría pertenecen los yacimientos epitermales, que ocurren en zonas de suprasubducción en sistemas hidrotermales conformados por fluidos magmáticos y fluidos meteóricos. Precipitan metales preciosos con contenidos subordinados de metales base en suites de rocas volcánicas relativamente superficiales (1-2 Km) formando yacimientos de alta ley y bajo tonelaje, principalmente en forma de vetas.

Otros yacimientos dentro de esta categoría son los sulfuros masivos volcanogénicos, asociados a eventos de extensión en dorsales mesoceánicas y zonas de suprasubducción, a partir de la descarga de ventilas hidrotermales en rocas del fondo marino. Producen grandes montículos apilados de sulfuros masivos y diseminados, comúnmente con altos tonelajes.

Estos dos tipos de yacimientos son importantes económicamente a nivel global dadas sus altas concentraciones de metales preciosos en epitermales, y metales base en sulfuros masivos volcanogénicos (anexo).



2.1. Epitermales

Los yacimientos epitermales son relativamente someros (1-2 Km) asociados a fluidos hidrotermales de bajas temperaturas (<320°C), en centros volcánicos de zonas de subducción. Forman vetas de bajos tonelajes y altas leyes de metales preciosos, con contenidos subordinados de metales base.

Palabras claves: epitermales, vetas, centros volcánicos, campos geotérmicos, metales preciosos.

2.1.1. Metalogénesis

El término epitermal, se refiere a depósitos minerales formados a partir de fluidos hidrotermales con temperaturas <320°C y a niveles corticales someros, de 1 a 2 km. Son yacimientos de metales preciosos, como Au y Ag en diferentes proporciones, y en algunos casos con subproductos de Pb, Zn, Cu, Bi, As, Sb, Hg, Se, Te, Ga, Ge, In, Ti, Mo, Cd, Sn, entre otros, con asociación temporal y espacial a centros volcánicos.

Existen dos contrastantes estilos de mineralización con base en el estado de oxidación-reducción del S, la química y el pH en los fluidos hidrotermales (Hedenquist y Lowenstern, 1994). En un extremo, se encuentran los epitermales de alta sulfuración, que se forman a partir de fluidos ácidos y oxidados, comúnmente en fuentes termales próximas a sistemas de volcanes. En el otro extremo, están los yacimientos epitermales de baja sulfuración, formados por fluidos de pH casi neutro y de carácter reducido, generalmente se forman bajo campos geotérmicos (figura 28).

Los yacimientos epitermales representan los últimos episodios de los procesos relacionados con la evolución y circulación de fluidos hidrotermales en y alrededor de centros volcánicos en zonas de subducción, que forman una familia extensa de depósitos de baja, intermedia y alta sulfuración (Camprubí et al., 2003; Robb, 2005).

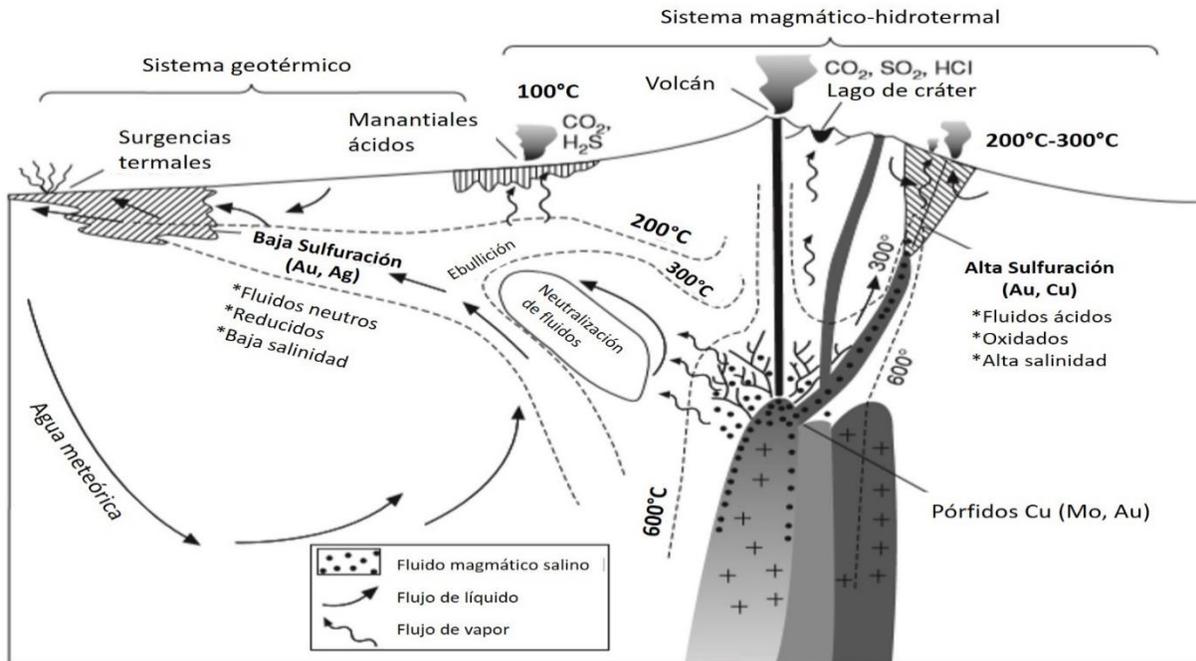


Figura 28. Sección geológica esquemática del modelo de formación de sistemas de epitermales y pórfidos asociados al mismo contexto tectónico, en una zona de suprasubducción. Tomado de Hedenquist y Lowenstern (1994).

De acuerdo con White y Hedenquist (1990), los principales factores que determinan las condiciones físicas del ambiente epitermal y, en último término, el carácter y la localización de la mineralización, son los siguientes:

1. La geología regional de la zona en la que se halla el depósito epitermal, como las estructuras, la estratigrafía y la naturaleza de los magmas a los que se asocia la mineralización.
2. Las características hidrológicas de la zona, es decir, la relación existente entre la permeabilidad y la topografía, que controla el movimiento y la entrada de los fluidos al sistema hidrotermal formado, las características de los fenómenos de recarga y descarga de aguas meteóricas, así como los posibles cambios en el gradiente hidráulico de la zona.
3. Las condiciones de presión y temperatura de los fluidos hidrotermales que se hallan ligadas al punto de ebullición, determinado a su vez por la composición de los fluidos.
4. Las características químicas de los fluidos hidrotermales, que determinan su reactividad, capacidad para el transporte de metales y la paragénesis mineral, tanto en la alteración hidrotermal como para la mineralización económica.

Contexto tectónico

La gran mayoría de los depósitos epitermales son del Cenozoico, con algunas excepciones del Cretácico y el Paleozoico, y se encuentran distribuidos espacialmente en márgenes convergentes, por ejemplo, el cinturón Circumpacífico (figura 29). Los yacimientos epitermales se emplazan comúnmente a lo largo de estructuras en sistemas volcánicos activos calcoalcalinos de carácter ácido a intermedio, en arcos continentales, arcos de islas y rifts de tras-arco (figura 30), y son encajonados en suites de rocas volcánicas someras (1-2 km) félsicas a intermedias y/o rocas piroclásticas de complejos andesíticos, complejos dómicos, centros efusivos riolíticos o en calderas, en forma de rellenos de cavidad como vetas y brechas principalmente (Camprubí y Albinson, 2006).

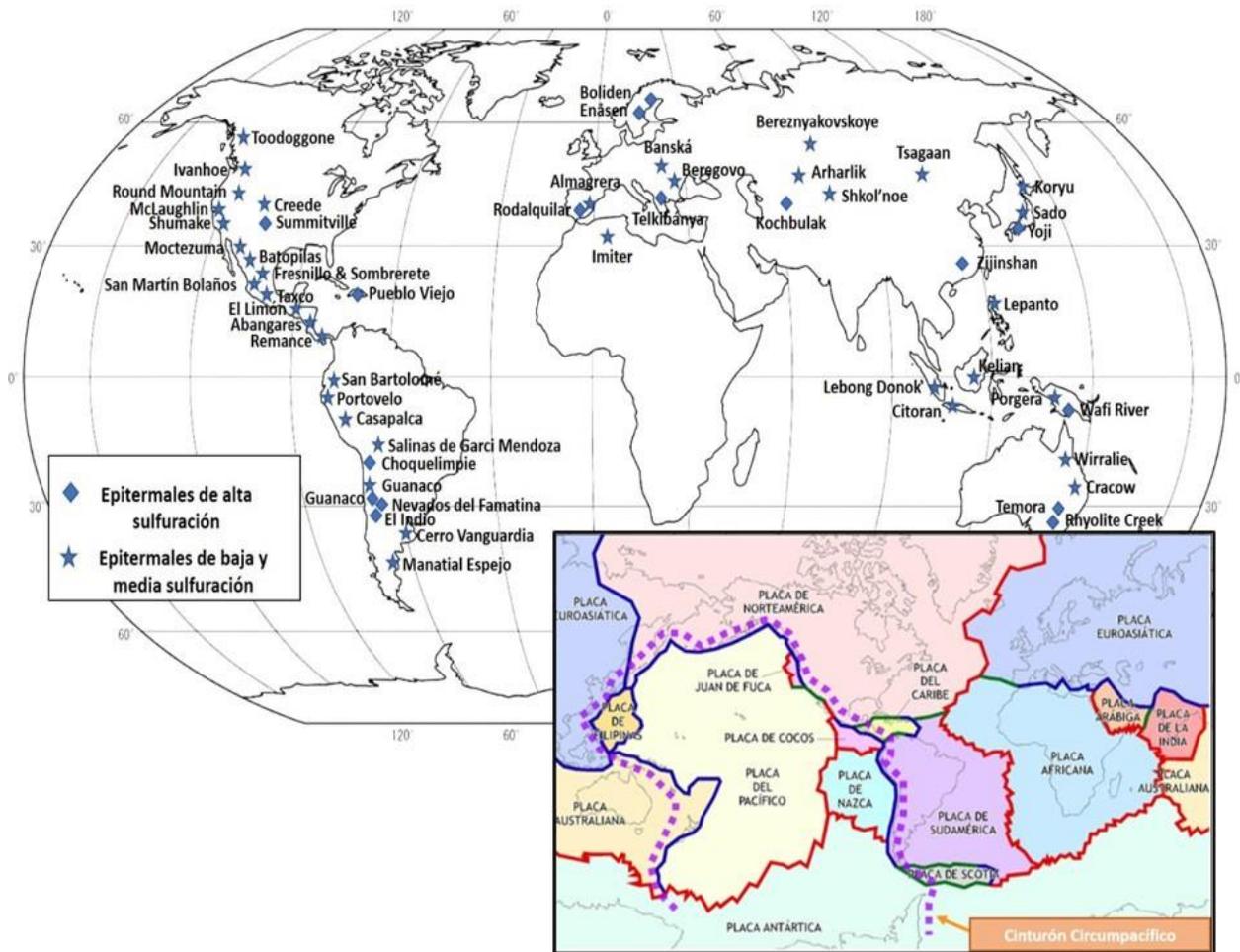


Figura 29. Distribución geográfica de algunos depósitos epitermales de alta y baja sulfuración en márgenes convergentes, por ejemplo, el Cinturón Circumpacífico. Modificado de Camprubí y Albinson (2006).

Los depósitos epitermales de alta sulfuración se forman comúnmente en ambientes proximales a centros volcánicos (<2 km de distancia) o dentro de los mismos (figuras 28 y 30) durante el magmatismo activo. La gran mayoría de éstos se ubican espacialmente en la parte superior de cámaras magmáticas someras donde abundan fluidos derivados de exsolución magmática (aguas magmáticas) (Camprubí et al., 2003; Camprubí y Albinson, 2006).

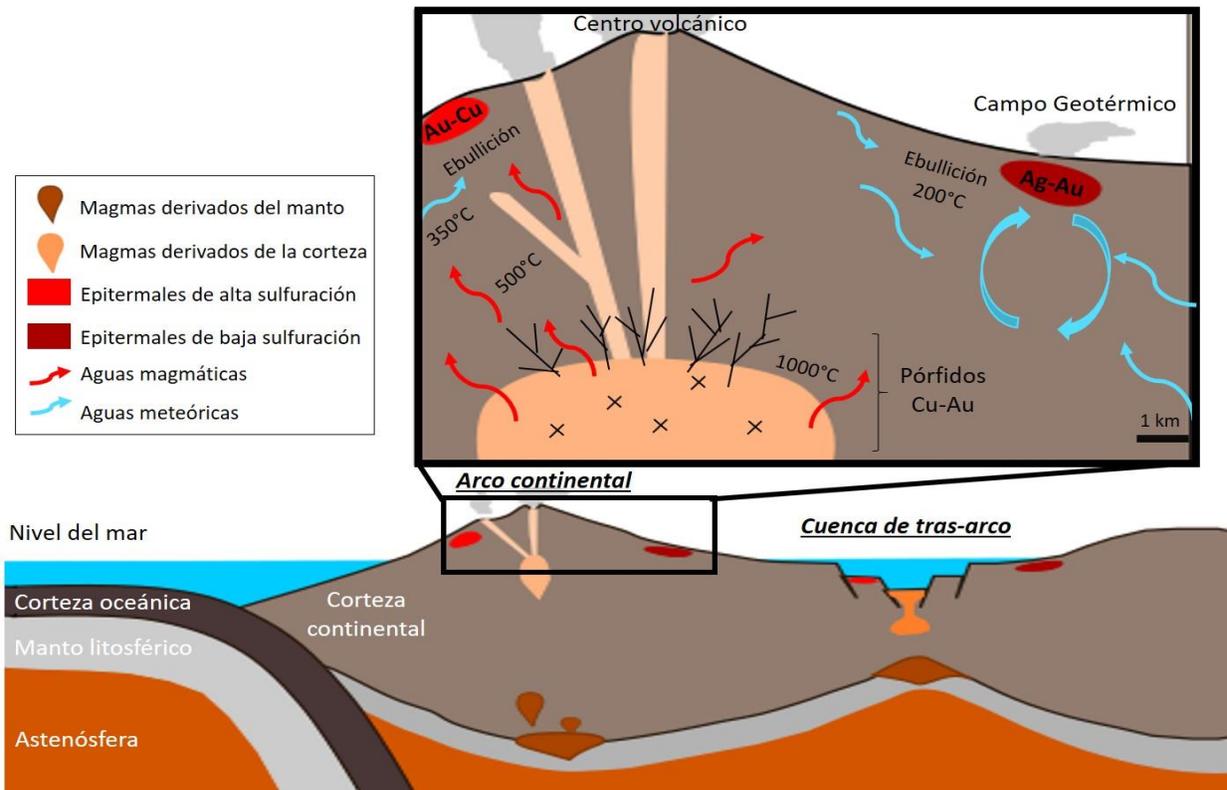


Figura 30. Representación del ambiente tectonomagmático de yacimientos epitermales de alta y baja sulfuración mostrando la relación de los tipos de fluidos involucrados. Modificado de Camprubí et al. (2003).

Por otra parte, los depósitos epitermales de baja sulfuración se forman por debajo de campos geotérmicos, a varios kilómetros de distancia de centros volcánicos (2–10 km) en comparación con los yacimientos de alta sulfuración. Los minerales económicos precipitan en las zonas adyacentes a las celdas convectivas de los fluidos geotermiales, dominados por aguas meteoricas. Este movimiento convectivo se debe al calor emanado de las principales fuentes magmáticas distales al campo geotérmico (figuras 28 y 30) (Robb, 2005).

Fluidos hidrotermales

Los fluidos hidrotermales asociados a la formación de depósitos epitermales presentan variación en sus composiciones químicas como resultado de diferentes grados de interacción de aguas magmáticas con aguas meteóricas y las rocas encajonantes, conforme los fluidos se enfrían circulando lejos de fuentes magmáticas a través de la corteza terrestre. Los procesos de ebullición y mezcla de fluidos son importantes en estos yacimientos dado que dan origen a la precipitación de minerales económicos (Camprubí y Albinson, 2006).

Estudios de inclusiones fluidas en cuarzo y minerales asociados a menas de epitermales de alta sulfuración (Robb, 2005) indican que los fluidos hidrotermales están compuestos principalmente por fluidos magmáticos, ya que ocurren en ambientes cercanos a centros volcánicos y con menor proporción de aguas meteóricas (figura 30), con salinidades de hasta 20-30 % en peso NaCl eq. y temperaturas de 150°-320°C.

Los depósitos epitermales de alta sulfuración están asociados a fluidos hidrotermales oxidados que transportan en solución azufre con estados oxidación +4 o +6, es decir, alta sulfuración, en forma de SO_2 , SO_4^{2-} y HSO_4^- . Usualmente estos fluidos se encuentran en ebullición en el ambiente formador del depósito a temperaturas ≥ 300 °C (figuras 28 y 30). Mientras el fluido ebulle, el SO_2 y CO_2 se particionan en la fase de vapor, y el líquido restante transporta cantidades considerables de H^+ , lo que lo hace muy ácido (pH = 1-3). Su alta acidez permite que sean capaces de lixiviar la mayoría de los elementos mayores de las rocas encajonantes a través de las cuales circulan, generando texturas oquerosas en cuarzo, conocido como cuarzo oqueroso o cuarzo *vuggy*, y sílice residual (Demoustier et al., 1998; Robb, 2005), que pueden ser subsecuentemente rellenadas por minerales de mena.

De forma contrastante, los depósitos de baja sulfuración están asociados a fluidos reducidos de sistemas geotérmicos distales a fuentes magmáticas principales (figuras 28 y 30) en los que el azufre se presenta con estado de oxidación de -2, es decir, baja sulfuración, en especies tales como HS^- y H_2S . Estos fluidos están formados predominantemente por aguas de fuentes geotérmicas, dominadas por aguas meteóricas y en menor proporción fluidos magmáticos evolucionados y ebulen a temperaturas ≥ 150 °C. Son similares a aquellos observados en manantiales calientes y otras manifestaciones geotérmicas superficiales. Se equilibran químicamente con las rocas por las que circulan, convirtiéndose en fluidos neutros, comúnmente

con bajas salinidades (<1-2 % en peso NaCl eq.) y bajas temperaturas (100°-250°C), ricos en gases (~4 % en peso), principalmente CO₂ y H₂S (Robb, 2005).

2.1.2. Aspectos mineralógicos, texturales y morfológicos

Las asociaciones mineralógicas en los yacimientos epitermales son muy variables de un depósito a otro, en función del estado de oxidación y acidez de los fluidos hidrotermales, dado que algunos metales son transportados únicamente bajo determinadas condiciones químicas. Sin embargo, de manera generalizada los minerales de mena en epitermales se forman a temperaturas promedio de 150° - 320°C (Camprubí y Albinson, 2006).

Además, estos yacimientos se caracterizan por presentar altas leyes y bajos tonelajes. En promedio constan de 1 a 20 Mt con anchos promedios de 0.5-10 m. No obstante, algunos depósitos llegan a tener hasta 50 Mt con leyes promedio de 1 a 15 g/t Au, 2 a 200 g/t Ag y contenidos de hasta 2.5% Cu, Pb y Zn (Ridley, 2013). Sin embargo, existen yacimientos con vetas de hasta 20 m de ancho y leyes que exceden los 500 g/t, por ejemplo, vetas epitermales de Ag en Fresnillo, Zacatecas (caso de estudio 4) (Ruvalcaba et al., 1988).

I. Epitermales de alta sulfuración

Los epitermales de alta sulfuración son caracterizados por la asociación de metales Au-Cu y en menor concentración Ag, Bi, Te, As, Pb, Zn, Sb, Mo, Sn y Hg (Robb, 2005; Camprubí y Albinson, 2006; Ridley, 2013). El Cu se presenta como calcosita, covelita, bornita, calcopirita y en múltiples sulfosales de Cu-As (como la enargita y luzonita) con pirita. Y el Au sucede en forma nativa y en solución sólida en sulfuros. En general, los minerales de mena se presentan diseminados alojados en grandes volúmenes de roca alterada, reemplazando otros minerales o rellenando cavidades en grandes estructuras con forma de vetas, mantos y chimeneas de hasta 10 m de espesor.

En estos yacimientos los minerales de ganga son comúnmente barita, anhidrita y alunita, además de pirofilita, cuarzo y azufre nativo, diseminados o rellenando cavidades.

Dado que los fluidos hidrotermales son fuertemente ácidos en epitermales de alta sulfuración, lixivian la mayoría de los elementos de las rocas encajonantes y destruyen totalmente las texturas primarias de las rocas. Lo que a su vez genera una configuración textural posterior de varios minerales de mena con forma de cristales euédricos intercrecidos entre el cuarzo

oqueroso, formado después de la intensa alteración, rellenando cavidades. Además, son comunes texturas de bandeamientos en cuarzo (figura 31). Las bandas son indicativas de condiciones físicas y químicas en evolución u oscilantes durante la precipitación mineral progresiva de la pared hacia el centro de la cavidad (Ridley, 2013).

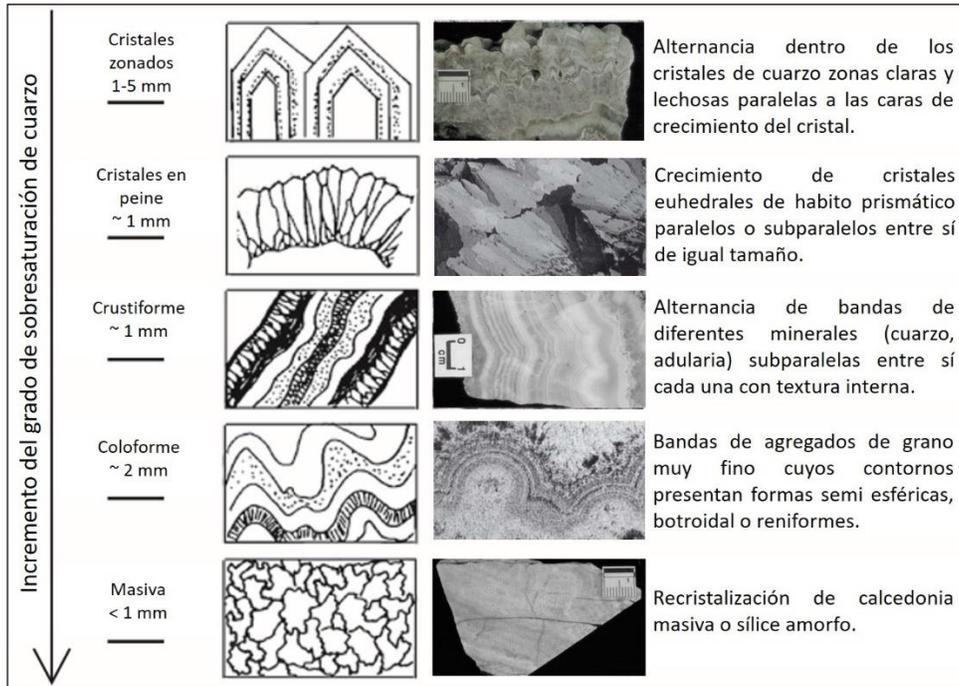


Figura 31. Texturas más comunes de cuarzo en vetas de yacimientos epitermales. Modificado de Demoustier et al. (1998) y Ridley (2013).

II. Epitermales de baja sulfuración

Los yacimientos epitermales de baja sulfuración presentan menas de Ag y Au, con subproductos de Pb, Zn y Cu, y en algunos casos As, Sb, Se, Mo, Te y Hg (Robb, 2005; Camprubí y Albinson, 2006; Ridley, 2013).

Los minerales de mena más abundantes son calcopirita, galena, esfalerita, arsenopirita, pirrotita y pirita, principalmente, así como Au nativo, electrum (aleación Au-Ag), sulfuros de plata (acantita y argentita), sulfosales de plata (proustita y la pirargirita), telurios de Au y Ag, y en algunos casos estibnita. La plata nativa también es común, pero como mineral secundario formado después de estos minerales en rocas muy alteradas (Robb, 2005; Camprubí y Albinson, 2006; Ridley, 2013).

En contraparte, los minerales de ganga son adularia, sericita, calcita, rodocrosita, barita y/o fluorita, así como cuarzo y calcedonia con texturas de bandeamientos simétricos, coloformes, crustiformes (figura 32b), estructuras en peine (figura 31) y vetas brechadas (figuras 32c y 32d). En estas últimas, los minerales de mena pueden formar los clastos o la matriz de la brecha por una rápida precipitación de minerales. Los reemplazamientos de cuarzo y calcita en forma de espadas (bladed) son comunes en estos yacimientos e indican condiciones físicas y químicas cambiantes en las vetas durante la precipitación mineral (Camprubí y Albinson, 2006; Ridley, 2013).

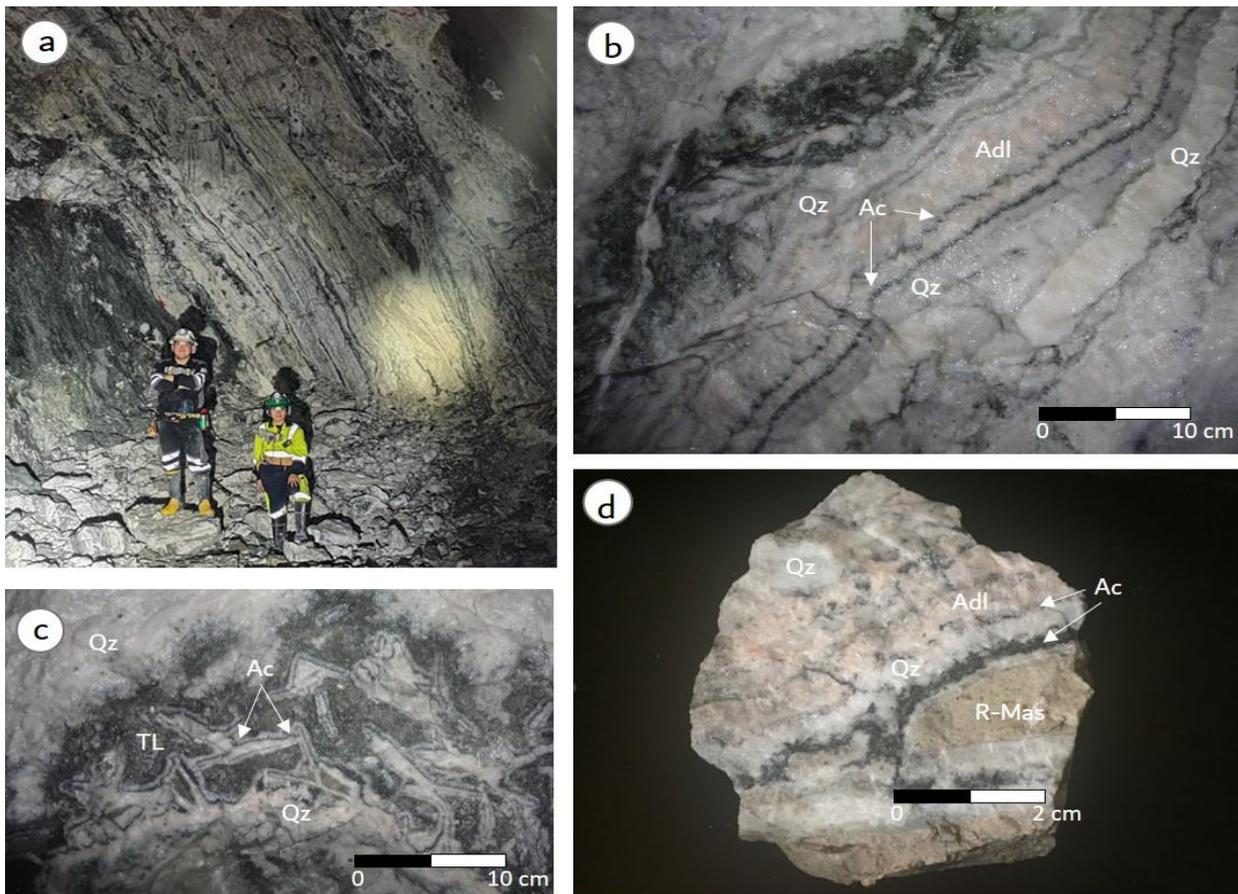


Figura 32. Selección de fotos de vetas epitermales de baja sulfuración de Mina San Julián, Chihuahua. a) Veta epitermal delimitada por el contacto de un dique andesítico y una falla, vista desde el interior de un rebaje de mina. Foto cortesía del Ing. Irving Guillen; b) Mineralización en bandas crustiformes-coloformes de adularia (Adl), cuarzo (Qz) y acantita (Ac). Foto cortesía del Ing. Carlos Yáñez; c) Brecha con fragmentos de la roca encajonante (TL) con mineralización en forma de bandas de acantita (Ac). Foto cortesía del Ing. Carlos Yáñez; d) Ejemplar de mano donde se observa textura brechada con clastos de la roca encajonante (R-Mas) y matriz de acantita (Ac) y bandas crustiformes-coloformes de adularia (Adl), cuarzo (Qz) y acantita (Ac). Adl = adularia; Qz = cuarzo; Ac = acantita; TL= toba lítica; R-Mas = Toba riolítica masiva.

El estilo de mineralización característico de los epitermales de baja sulfuración es en forma de vetas pequeñas a grandes (0.5-10 m de espesor y 1 km de largo) (figura 32a), enrejados de vetillas (*stockworks*), brechas, mantos y chimeneas en las que los minerales de mena se encuentran como relleno de cavidad, reemplazamiento y/o diseminados en las rocas adyacentes alteradas hidrotermalmente. La vetas y estructuras comúnmente se encuentran delimitadas y/o subparalelas a grandes estructuras geológicas (fallas y contactos litológicos), las cuales fungen como control estructural en la orientación y ubicación de las vetas (figura 32a) (Ridley, 2013).

2.1.3. Alteraciones hidrotermales asociadas

Las alteraciones hidrotermales asociadas a yacimientos epitermales cambian de yacimiento a yacimiento dadas sus variaciones en la temperatura, presión, tipo de roca, naturaleza de los fluidos (pH, actividad de CO₂ y H₂S) y de la relación agua/roca (Robb, 2005; Ridley, 2013).

En los epitermales de alta sulfuración existe una zonificación característica de las facies de alteración alrededor del depósito mineral (figura 33). La zona central de la mayoría de los yacimientos consiste en roca porosa a masiva rica en cuarzo (hasta 95% de cuarzo) en la cual se concentran minerales de mena (figura 33). La zona de alteración inmediata presenta alteración argílica avanzada, con cuarzo, alunita y caolinita o dickita como minerales esenciales. Además, la anhidrita como mineral de ganga también es común en esta facies de alteración y la pirofilita puede reemplazar a la alunita a niveles más profundos. Algunas porciones de la zona con alteración argílica también pueden contener mineralización económica, particularmente donde el contenido en pirofilita es mayor que el de sílice (Ridley, 2013).

La siguiente zona circundante consiste en facies de alteración argílica, con caolinita, illita, esmectita y montmorillonita como minerales característicos. Por último, la zona más distal y extensa del depósito mineral está compuesta por asociaciones mineralógicas de alteración propilítica, con montmorillonita, calcita, sericita, clorita y epidota (Robb, 2005; Camprubí y Albinson, 2006) (figura 33).

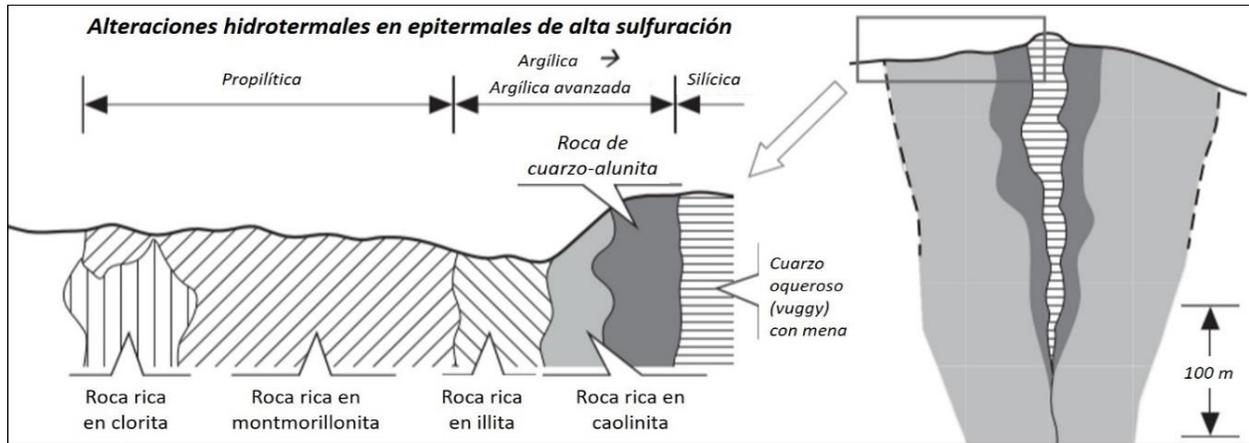


Figura 33. Esquema de la zonificación de la alteración hidrotermal típica en depósitos epitermales de alta sulfuración, mostrando el núcleo del yacimiento mineral con sílice oqueroso. Tomada de Stoffregen (1987).

Los depósitos epitermales de baja sulfuración presentan extensos volúmenes de rocas alteradas (hasta varios kilómetros cúbicos). Desarrollan alteración propilítica regional (figura 34), con minerales arcillosos, principalmente esmectita, clorita y montmorillonita. Puede ser evidente una sutil zonificación lateral y vertical, debido a variaciones de temperatura de 150°C a 250°C, donde las vetas de minerales de mena se encuentran típicamente en las zonas de mayor temperatura (Camprubí y Albinson, 2006).

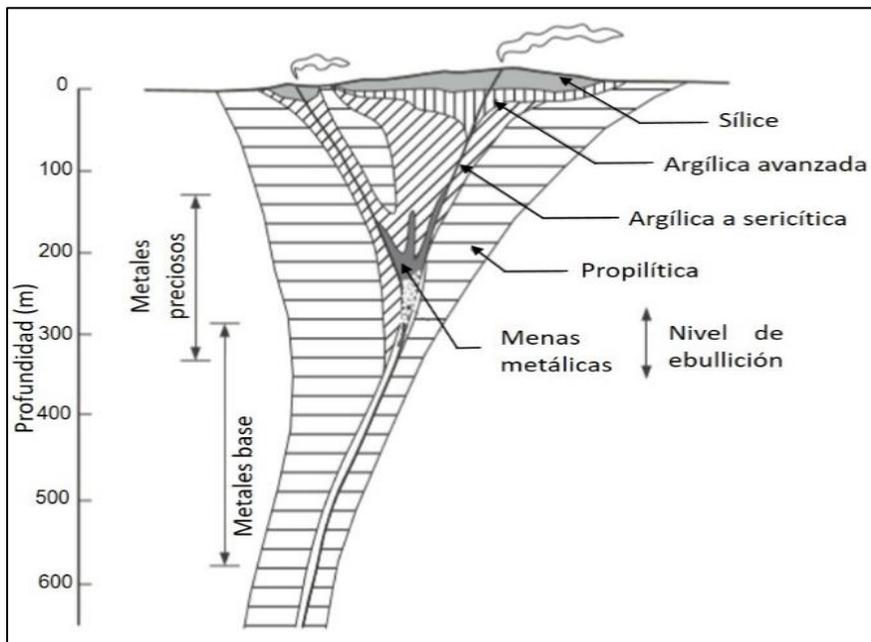


Figura 34. Representación de la zonificación de la alteración hidrotermal típica en un yacimiento epitermal de baja sulfuración. Tomada de Buchanan (1981).

En general en los depósitos epitermales de baja sulfuración ocurre una zonificación vertical y lateral que va de los extremos hacia el centro conforme disminuye la temperatura del yacimiento: propilítica (montmorillonita, calcita, sericita, clorita, epidota) - argílica (caolinita, illita, esmectita, montmorillonita) y a mayor profundidad aparece sericita - argílica avanzada (alunita, caolinita, dickita) (figura 34). Además, en la parte más somera del yacimiento suele aparecer una capa de sílice en forma de calcedonia u ópalo (Robb, 2005).

Como herramienta complementaria para los lectores, en la siguiente tabla se presentan las principales características de los depósitos epitermales de alta y baja sulfuración con la finalidad de visualizar e identificar las diferencias entre ambos tipos de yacimientos.

Alta Sulfuración	Baja sulfuración
Temperaturas y profundidades de formación:	
500-2000m	0-1000 m
170-320°C, hasta 480°C	100-250°C
Fluidos:	
pH ácido, oxidados, alta salinidad (dominantemente fluidos magmáticos).	pH neutro, reducidos, baja salinidad, ricos en gases CO ₂ y H ₂ S (dominantemente fluidos meteóricos).
Alteración	
Silícica (cuarzo vuggy), argílica avanzada-argílica (alunita, caolinita, illita, montmorillonita) y propilítica (epidota, clorita, sericita) con zonación definida.	Sílice en forma de calcedonia, argílica avanzada (illita, alunita), argílica (illita, adularia-sericita) y propilítica regional (clorita, epidota, esmectita) con sutil zonación.
Asociaciones de metales:	
Au-Cu (±Ag, Bi, Te, As, Pb, Zn, Sb, Mo, Sn, Hg)	Ag-Au (±Zn, Pb, Cu, As, Sb, Se, Mo, Te, Hg)
Minerales de mena:	
Pirita, calcopirita, bornita, enargita-luzonita, calcosita, covelita, tetrahedrita-tenantita, oro y telurios.	Pirita, pirrotita, esfalerita, galena, oro, plata, electrum, calcopirita, arsenopirita, argentita, acantita, proustita, pirargirita y telurios.
Minerales de ganga:	
Alunita, anhídrita, barita, pirofilita, azufre nativo, caolinita.	Carbonatos (calcita, rodocrosita), adularia, barita y/o fluorita y azufre nativo.

Tabla 3. Características de depósitos epitermales de alta y baja sulfuración. Modificado de Robb (2005).

Caso de estudio 4. Vetas epitermales de Ag en Fresnillo, Zac.

Fresnillo es la mina más grande de Ag a nivel internacional, en operación desde el año 1554. Actualmente presenta leyes promedio de 234 g/t Ag y 0.76 g/t Au, y en sus mejores zonas exhibe leyes de hasta 500 g/t Ag. Cuenta con reservas totales de 149.3 mox Ag y 483 oz Au, aunado a subproductos de metales base (Zn, Pb y Cu) (Fresnillo PLC, 2020).

El yacimiento mineral corresponde a un epitermal de baja sulfuración localizado dentro del distrito minero Fresnillo, al sur y suroeste de la ciudad de Fresnillo, Zacatecas, alojado en rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico. Consiste en cuerpos mineralizados que presentan forma de vetas de hasta 12 m de espesor, chimeneas y mantos con minerales de reemplazamiento (figura 35), así como cuerpos de sulfuros diseminados (Ruvalcaba y Thompson, 1988; Camprubí y González-Partida, 2006).

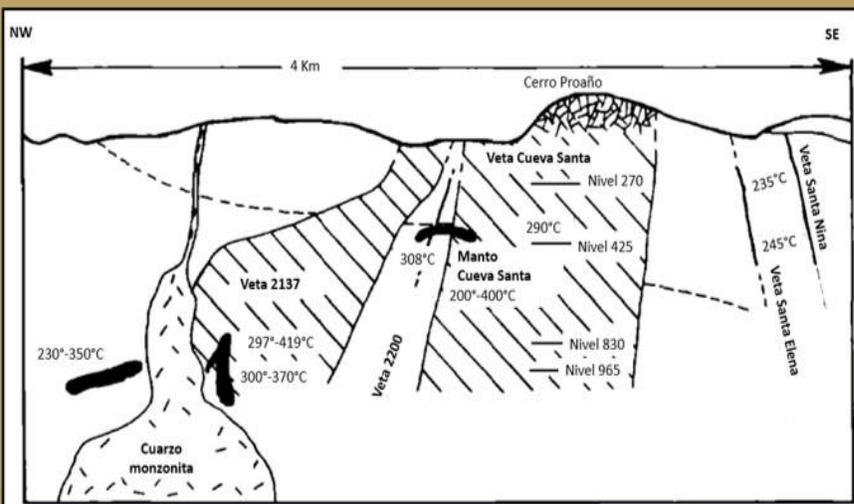


Figura 35. Sección longitudinal NW-SE de la mina de Fresnillo, mostrando algunas vetas, mantos, chimeneas y stockworks con las respectivas temperaturas de los fluidos hidrotermales, resultantes de estudios de microtermometría de inclusiones fluidas. Tomado de Ruvalcaba y Thompson (1988).

El yacimiento mineral presenta valores de plata crecientes y concentraciones de metales base decrecientes a mayor distancia del stock de cuarzo-monzonita que se encuentra en la región y a menor profundidad. Por su parte, las rocas adyacentes al intrusivo exhiben alteración silícica parcialmente reemplazada por sulfuros, mientras que las demás rocas encajonantes del epitermal presentan alteración potásica, argílica y propilítica al aumentar la distancia (Ruvalcaba y Thompson, 1988).

Los cuerpos mineralizados contienen pirargirita, acantita, proustita, miargirita, polibasita, tetraedrita, galena, esfalerita, calcopirita, marcasita, pirrotita y arsenopirita

Los minerales de ganga comunes en todo el yacimiento son cuarzo, calcita, sericita, caolinita, montmorillonita, clorita, y adularia. Tanto los minerales de mena como los de ganga presentan texturas bandeadas crustiformes simétricas y asimétricas (figura 36).

Estudios de microtermometría en inclusiones fluidas en cuarzo, calcita y esfalerita muestran una variación en la composición de los fluidos hidrotermales con bajas salinidades de 0 - 12 eq. wt. % NaCl y temperaturas de 240° - 350°C en las zonas más profundas y 140°- 275°C en los depósitos más someros (Camprubí y González-Partida, 2006).



Figura 36. Ejemplar de la mina Fresnillo. La muestra presenta sulfuros de Cu, Zn y Pb con cuarzo como texturas de relleno de cavidad.

El actual modelo del yacimiento explica que los fluidos magmáticos asociados al stock de cuarzo-monzonita se extendieron hacia arriba y hacia afuera a lo largo de las fallas regionales y los planos de estratificación de las rocas sedimentarias adyacentes, mezclándose y enfriándose con fluidos meteóricos.

Dicho modelo consiste en cuatro etapas principales de alteración y mineralización: (I) emplazamiento de un stock de cuarzo-monzonita y desarrollo de asociaciones de calcosilicatos, (II) generación de fluidos hidrotermales y generación de calcosilicatos hidratados, y el desarrollo de alteración potásica y propilitica adyacentes a fallas locales, (III) precipitación de sulfuros, sulfosales y minerales de ganga en forma de chimeneas, mantos y vetas, concurrentemente con alteración argílica de las rocas encajonante y la zona del stockwork, y (IV) precipitación tardía de calcita y en menor proporción fluorita como minerales de ganga (Camprubí y González-Partida, 2006).

Lecturas recomendadas

Para aquellos que deseen indagar más sobre la formación de yacimientos epitermales, serán útiles las siguientes referencias de artículos científicos, libros y tesis.

Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58 (1), 27-81.

Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., & Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56 (1), 10-18.

Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press, 164-183.

Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes* (Vol. 239). Oxford: Blackwell, 117-124.

Ruvalcaba-Ruiz, D. C., & Thompson, T. B. (1988). Ore deposits at the Fresnillo mine, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 83 (8), 1583-1597.



2.2. Sulfuros Masivos Volcanogénicos

Yacimientos minerales de sulfuros de metales base (Cu, Pb, Zn), y metales preciosos en menores concentraciones (Au, Ag). Asociados a descargas de fluidos hidrotermales en ambientes volcánicos submarinos.

Palabras clave: VMS, chimeneas negras, chimeneas blancas, márgenes tectónicos extensionales, dorsales mesoceánicas, ventilas hidrotermales, vulcanismo submarino.

2.2.1. Metalogénesis

Los sulfuros masivos volcanogénicos, también conocidos como VMS por sus siglas en inglés (*Volcanogenic Massive Sulfide*), o VHMS (*Volcanic-Hosted Massive Sulfide*), constituyen una amplia variedad de yacimientos de sulfuros masivos formados en ambientes volcánicos submarinos activos, a partir de la descarga de fluidos hidrotermales en rocas volcánicas y sedimentarias del piso oceánico, formando estructuras en forma de montículos de sulfuros masivos, conocidas como chimeneas negras o *black smokers*. Los yacimientos son ricos en menas de Cu-Zn, Pb, Ag y Au (en ocasiones con Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga y Ge en menores cantidades) (Galley et al., 2007). Estos yacimientos se han generado en la historia de la Tierra, desde el Arqueano hasta el Cenozoico (figura 37).

Los sulfuros masivos volcanogénicos se generan en zonas de vulcanismo submarino en ambientes extensionales, tanto en dorsales mesoceánicas como en cuencas de tras-arco y otras zonas de rifting en arcos volcánicos, asociados a eventos sucesivos a la subducción (Franklin et al., 2005). En estos ambientes se generan continuos eventos de exhalaciones y descargas de fluidos hidrotermales a través de fisuras del fondo marino, las cuales son conocidos como ventilas hidrotermales.

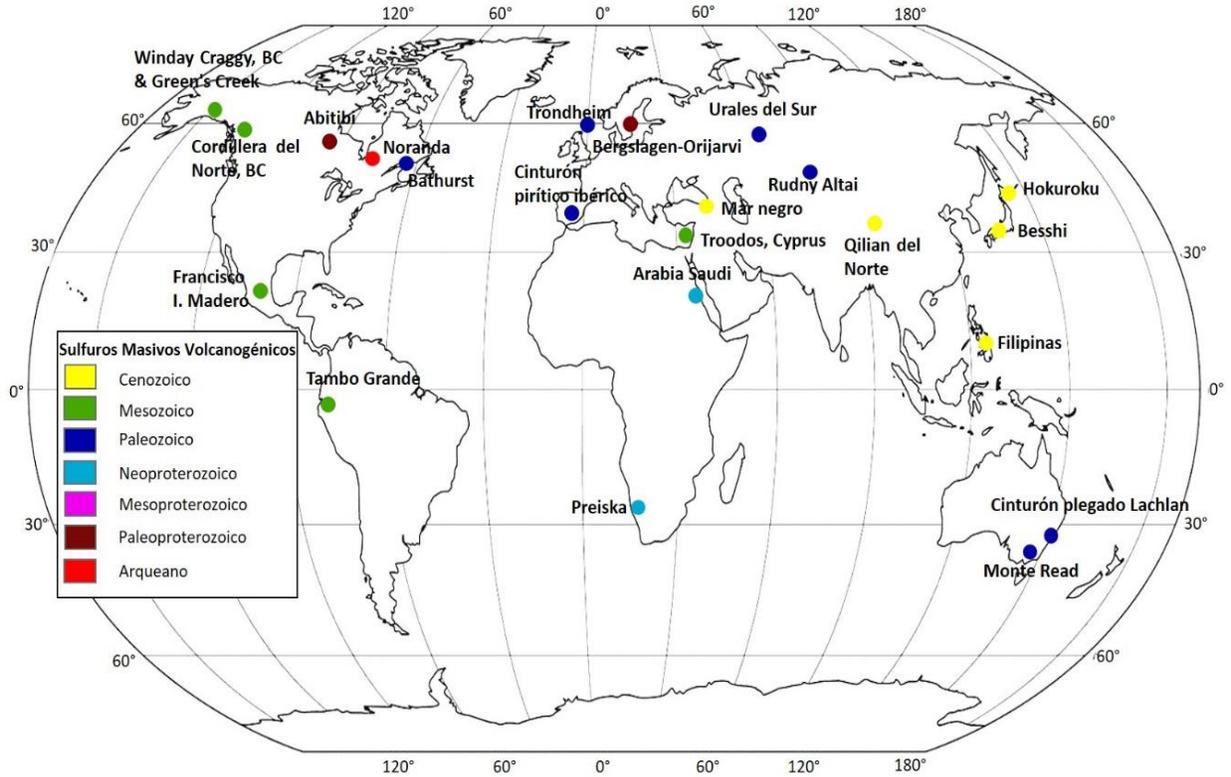


Figura 37. Distribución global y temporal de los principales yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos. Modificado de Franklin et al. (2005) y Galley et al. (2007).

Los fluidos hidrotermales se constituyen por una mezcla de aguas marinas y aguas magmáticas en menor proporción. Las aguas marinas originalmente frías (2°C), alcalinas, oxidadas y deficientes en metales, se calientan progresivamente durante su flujo descendente a través de fallas y fracturas, interactuando con las rocas basálticas del piso oceánico, a temperaturas progresivamente más altas.

La presencia de intrusivos subvolcánicos (2-5 km de profundidad) proporciona energía calorífica, la cual rige la circulación de estas aguas de manera convectiva (figura 38). Además, los magmas subvolcánicos expulsan aguas magmáticas, ricas en metales, que eventualmente son incorporadas al sistema convectivo de fluidos marinos, formando un sistema magmático-hidrotermal dominado por aguas marinas (Galley et al., 2007).

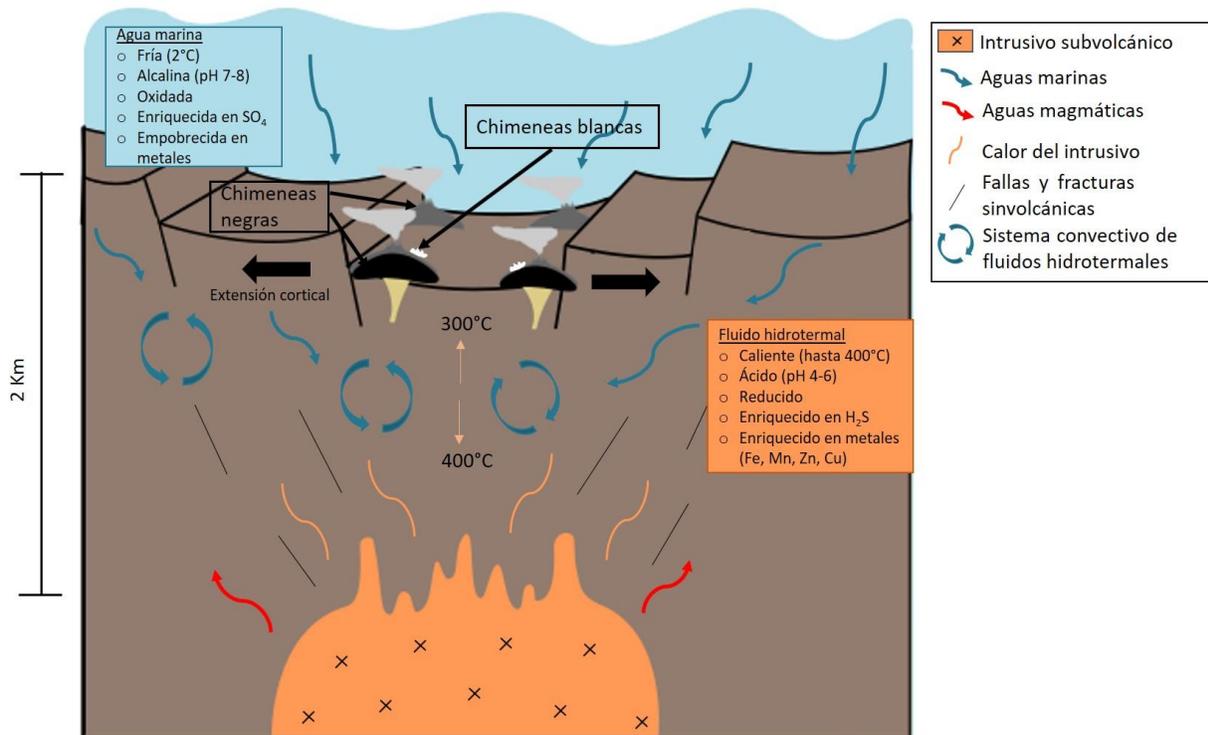


Figura 38. Esquema con las características de los factores involucrados en la formación de sulfuros masivos volcanogénicos en ambientes tectónicos de extensión cortical asociados a vulcanismo submarino. Modificado de Franklin et al. (2005).

Conforme dichos fluidos evolucionan se calientan progresivamente mientras lixivian las rocas volcánicas del piso oceánico; a bajas temperaturas (<200°C) no pueden disolver metales base, así que transportan complejos de sulfatos. Cuando dichos fluidos son expulsados al piso oceánico, a través de ventilas hidrotermales, precipitan de manera instantánea anhidrita y/o barita al mezclarse con agua marina fría, formando chimeneas blancas (*white smokers*) (figura 38) (Galley et al., 2007; Robb, 2005).

A medida que los fluidos siguen evolucionando incrementan su temperatura hasta llegar a 250°-400°C, disminuyen su pH y presentan carácter reducido, siendo cada vez más capaces de disolver cantidades significativas de metales base, en función de la solubilidad de éstos. De este modo, los fluidos hidrotermales enriquecidos en metales son expulsados y descargados sobre las rocas del piso oceánico mediante ventilas hidrotermales de alta temperatura. Precipitan minerales al contacto con el agua marina fría circundante, formando montículos de piritita, pirrotita, calcopiritita, esfalerita y menas de Au y Ag, además de sílice opalino. A estos montículos

de sulfuros se les conoce como chimeneas negras (*black smokers*) (figura 38) (Galley et al., 2007; Robb, 2005). Así, la formación de los sulfuros masivos volcanogénicos puede ser descrita en tres etapas principales:

Etapa 1. A temperaturas cercanas a 250°C las solubilidades del Pb y Zn son altas y pueden ser transportados en solución como complejos clorurados. Aunque el Au es poco soluble, podría ser movilizado como complejo sulfurado en bajas cantidades. La descarga de estos fluidos hidrotermales provoca la precipitación de barita/anhidrita junto con esfalerita y galena, en algunos casos oro (figura 39a) (Robb, 2005).

Etapa 2. Conforme los fluidos evolucionan a temperaturas más altas (250°-300° C), son capaces de disolver cantidades significativas de Cu como complejo clorurado, de manera que durante su exhalación también precipita calcopirita (figura 39b) (Robb, 2005).

Etapa 3. En la última etapa los fluidos más evolucionados y calientes (300-400°C) presentan mayor capacidad para disolver Zn y Pb. Así, los sulfuros y sulfatos formados anteriormente se disuelven y reprecipitan más arriba en el montículo o a los alrededores, conforme descienda la temperatura de los fluidos, a mayor distancia del punto de exhalación. De esta manera precipitan calcopirita, oro y pirita (altas temperaturas) en el núcleo del yacimiento, seguidos por esfalerita, galena y plata, y a los extremos, sulfatos (figura 39c) (Robb, 2005; Franklin, 2005).

Estudios de relaciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H) en minerales de mena y ganga de varios depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Robb, 2005) confirman que los fluidos hidrotermales involucrados derivan predominantemente de aguas marinas, sin embargo, en varios casos se tiene un componente menor de fluidos magmáticos. Además, algunos autores sugieren que la principal fuente de metales son las rocas volcánicas a través de las cuales se filtran los fluidos del sistema hidrotermal, dado que las asociaciones de metales (Cu, Zn y Pb) en diferentes depósitos de VMS son consistentes con los contenidos y relaciones de metales en rocas oceánicas basálticas (Robb, 2005).

En contraste, la fuente del S es esencialmente el agua marina a partir de la reducción de sulfato a sulfuro que ocurre durante la interacción fluido-roca previa a las exhalaciones y descarga de ventilas hidrotermales (Robb, 2005).

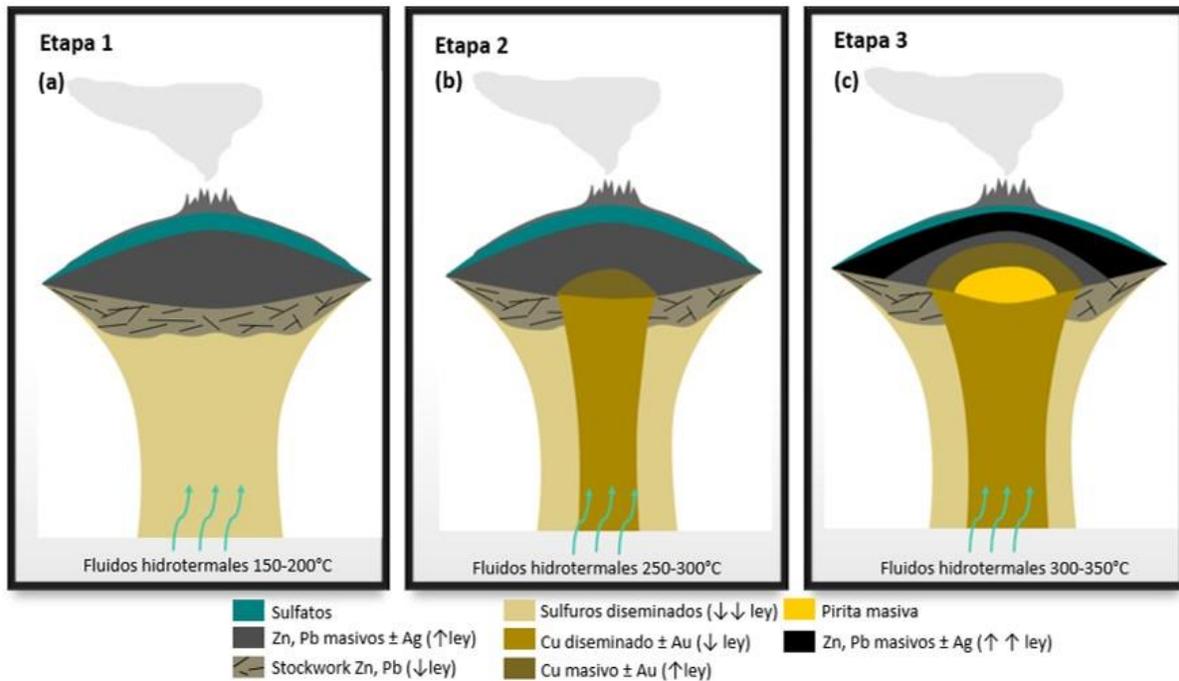


Figura 39. Etapas de formación de sulfuros masivos volcanogénicos en función de la evolución de los fluidos hidrotermales, mostrando la estructura interna de chimeneas negras y chimeneas blancas. (a) Precipitación de barita/anhidrita (sulfatos) junto con menas de Zn (esfalerita) y Pb (galena) masivas y disseminadas (fluidos 150°-200°C); (b) Precipitación de calcopirita (fluidos 250°-300°C); (c) Precipitación de pirita y reprecipitación de esfalerita y galena (fluidos 300°-350°C). Modificado de Galley et al (2007).

2.2.2. Clasificación

Los depósitos VMS son agrupados en diferentes esquemas, uno de ellos considera el contenido de metales base (Cu-Zn, Zn-Cu y Zn-Pb-Cu), otro contempla el contexto tectónico (Sawkins, 1990), y existe otra clasificación a partir de las rocas encajonantes (Franklin et al., 2005). La subdivisión de Sawkins (2013) es clásica, por tanto, será tratada en estos apuntes, no obstante, los depósitos VMS son más complicados y presentan variaciones inclusive dentro del mismo ambiente tectónico, dando hincapié a la clasificación de Franklin et al. (2005), actualmente más completa.

Clasificación de Sawkins

Tipo Chipre

Las chimeneas negras formadas a lo largo de dorsales meso-oceánicas, en la parte superior de complejos ofiolíticos (fragmentos de corteza oceánica sobreyacente al manto

ultramáfico superior) (figura 40) representan una familia específica de yacimientos VMS, denominada tipo Chipre (figura 41), debido a los yacimientos tipo de la isla de Troodos, Chipre en el mar Mediterráneo.

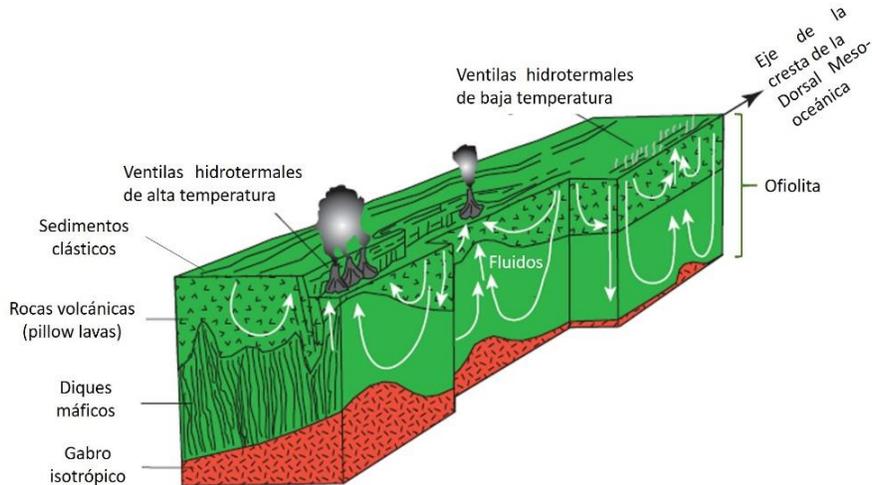


Figura 40. Formación de VMS tipo Chipre, mostrando el flujo de fluidos hidrotermales en la parte superior de una ofiolita, en la cresta de una dorsal meso-oceánica. Modificado de Haymon et al (1991).

Los depósitos VMS tipo Chipre generalmente se presentan como cuerpos lenticulares de sulfuros masivos con contenidos bajos en Pb y ricos en Cu-Zn±Au (pirita, calcopirita y esfalerita) sobreyaciendo una zona de vetas y sulfuros diseminados de pirita y calcopirita, y una intensa alteración clorítica. Reflejan la lixiviación de rocas volcánicas máficas, explicado por el hecho de que estas rocas son caracterizadas por altos contenidos de Cu y Zn en comparación con sus equivalentes félsicos (Robb, 2005).

Tipo Kuroko

Aquellos yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos asociados a un vulcanismo explosivo bimodal en secuencias de rocas volcánicas félsicas a intermedias submarinas intercaladas con turbiditas y lutitas en configuraciones tectónicas extensionales de arcos de islas, como resultado de una subducción oblicua o por el cambio de ángulo de la placa subducida (*roll back*), son conocidos como tipo Kuroko (figura 41).

Los depósitos tipo Kuroko se presentan como cuerpos lenticulares de sulfuros masivos con asociaciones metálicas de Zn-Pb-Cu±Au±Ag, por ejemplo, los depósitos del distrito minero

Hokuroko en Japón, el cinturón pirítico ibérico en España y Portugal y los yacimientos Tizapa y Francisco I Madero en México (Franklin et al., 2005; Pirajno, 2008).

Tipo Besshi

La familia de sulfuros masivos volcanogénicos en ambientes de cuencas de tras-arco en arcos continentales, encajonados en sedimentos clásticos, que incluyen turbiditas y lutitas negras con intercalaciones de rocas volcánicas máficas submarinas, se denominan tipo Besshi (figura 41), por ejemplo, los yacimientos de Otjihase, Namibia y Besshi, Japón. Estos son típicamente cuerpos estratiformes o lenticulares ricos en sulfuros de $Cu-Zn \pm Au \pm Ag$ (Pirajno, 2008).

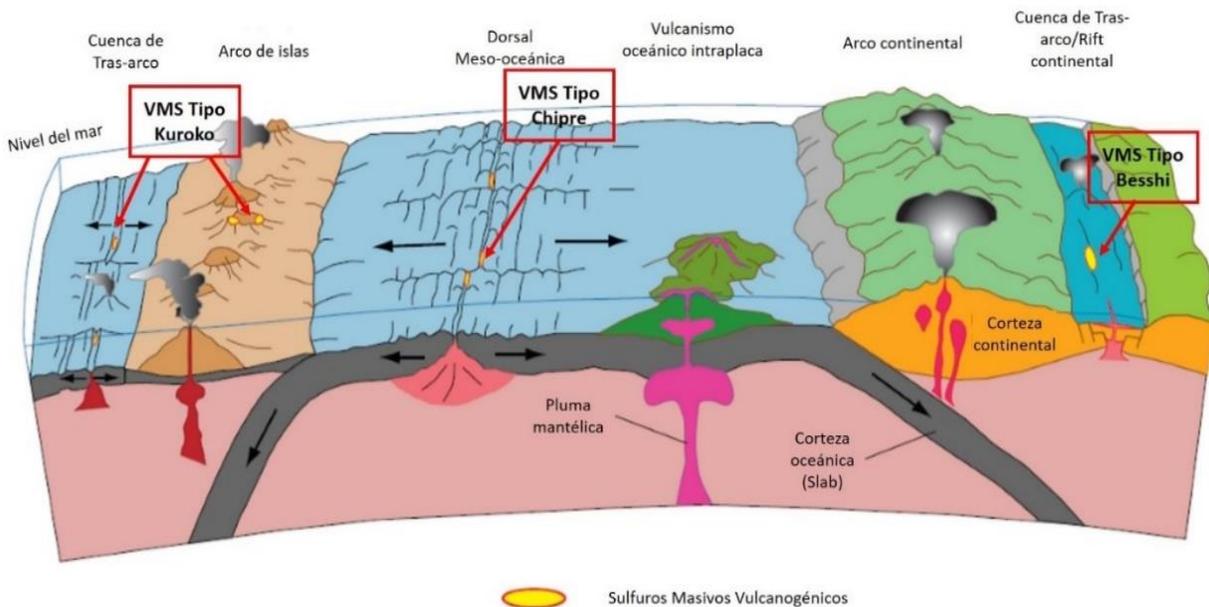


Figura 41. Diagrama esquemático de los tipos de sulfuros masivos volcanogénicos ubicados espacialmente en su contexto tectónico. Tomado de Galley et al. (2007).

Clasificación de Franklin

Franklin y colaboradores (2005) realizaron una clasificación más detallada de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos a partir de las asociaciones litotectónicas de varios depósitos globales, enfatizando las asociaciones de rocas encajonantes (tabla 4).

Clasificación	Rocas encajonantes	Contexto tectónico	Metales	Ejemplos
Máficas	*Pillow lavas y flujos de lava basálticos MORB *Diques máficos o flujos ultramáficos (~50%)	*Tras-arco oceánico maduro *Dorsales mesoceánicas	Cu-Zn±Au	*Urales del Sur, Rusia *Troodos, Chipre
Bimodales máficas	*Basaltos dominantes con hasta 25% de lavas félsicas *Intercalaciones de rocas sedimentarias inmaduras (areniscas y flujos de escombros locales)	*Tras-arco oceánico	Cu-Zn	*Abitibi, Canadá *Tambo Grande, Perú
Máficas pelíticas	*Basaltos y pelitas dominantes en cantidades similares o dominados por pelitas *Sills máficos *Rocas volcánicas félsicas y volcanoclásticas en bajas proporciones (<5%) *Sedimentarias (limolitas, areniscas y carbonatos)	*Tras-arco oceánico maduro	Cu-Zn-Co	*Outokumpu, Finlandia *Windy Craggy, Canadá
Bimodales félsicas	*Rocas volcánicas félsicas (35-70%), *Flujos basálticos (20-50%), *<10% de terrígenos	*Tras-arco continental	Zn-Pb-Cu	*Pilbara, Australia y Western Canadá *Slave,
Félsicas siliciclásticas	*Rocas siliciclásticas (hasta 80%) *Rocas volcánicas e intrusivas félsicas (25%) *Flujos máficos en menores cantidades	*Tras-arco continental maduro	Zn-Pb±Cu	*Rudny Altai, Kazajistán y Rusia *Campo Morado, México.

Tabla 4. Clasificación litotectónica de sulfuros masivos volcanogénicos. Tomado de Franklin et al. (2005).

2.2.3. Aspectos mineralógicos y texturales

Los sulfuros masivos volcanogénicos son depósitos estratoligados de sulfuros masivos a semimasivos y disseminados, y la mayoría presentan vetas y *stockworks* (enrejado de vetillas) de sulfuros con silicatos. Dentro de este marco existe un espectro de tamaños, morfologías y composiciones, dependiendo de la naturaleza de las fallas sinvolcánicas, las rocas encajonantes, la cantidad de fluidos, el tamaño y duración del sistema hidrotermal y el grado de preservación. Comúnmente se presentan en forma de mantos de más de 100 m de espesor, decenas de metros de ancho y cientos de metros de longitud, con estructuras internas variables (Galley et al., 2007).

La mayoría de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos son grandes, con rangos en tamaño de 0.2 Mt hasta más de 150 Mt y leyes de hasta 2% Cu, 10% Zn + Pb, 80g/t Ag y 3g/t Au. Además, presentan concentraciones significativas de Co, Sn, Se, Mn, Cd, In, Bi, Te, Ga y Ge, y algunos también contienen As, Sb y Hg (Galley et al, 2007).

Estos yacimientos presentan asociaciones de sulfuros de Fe; Fe-Cu; Fe-Cu-Zn; Cu-Zn-Pb; Zn-Pb-Ba, zonificados desde el núcleo del yacimiento hacia los extremos (figura 42). Esta secuencia paragenética es resultado de la variación de las solubilidades de estos metales en función de la evolución y temperatura de los fluidos hidrotermales (Robb, 2005).

La estructura interna de los yacimientos VMS generalmente se observa como múltiples lentes apilados de sulfuros masivos y sulfuros disseminados con *stockworks* en el núcleo de la estructura (figura 42). Los cuerpos lenticulares de mena masiva comprenden >40% de sulfuros, principalmente pirita (<10%), pirrotita, calcopirita, esfalerita y galena, subyacentes por una zona similar de sulfuros disseminados y una intensa alteración hidrotermal que representa el conducto a lo largo del cual los fluidos hidrotermales transitaban. La ganga típicamente consiste en cuarzo, barita, anhidrita, óxidos de hierro, clorita, sericita y talco (Franklin et al., 2005).

Otro aspecto por considerar es que en casi todos los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos, las secuencias de rocas encajonantes se encuentran fuertemente deformadas y metamorfizadas, de modo que las texturas y estructuras minerales primarias que se generaron durante la formación del piso oceánico generalmente son pobremente preservadas y en algunos casos no se conservan (Robb, 2005).

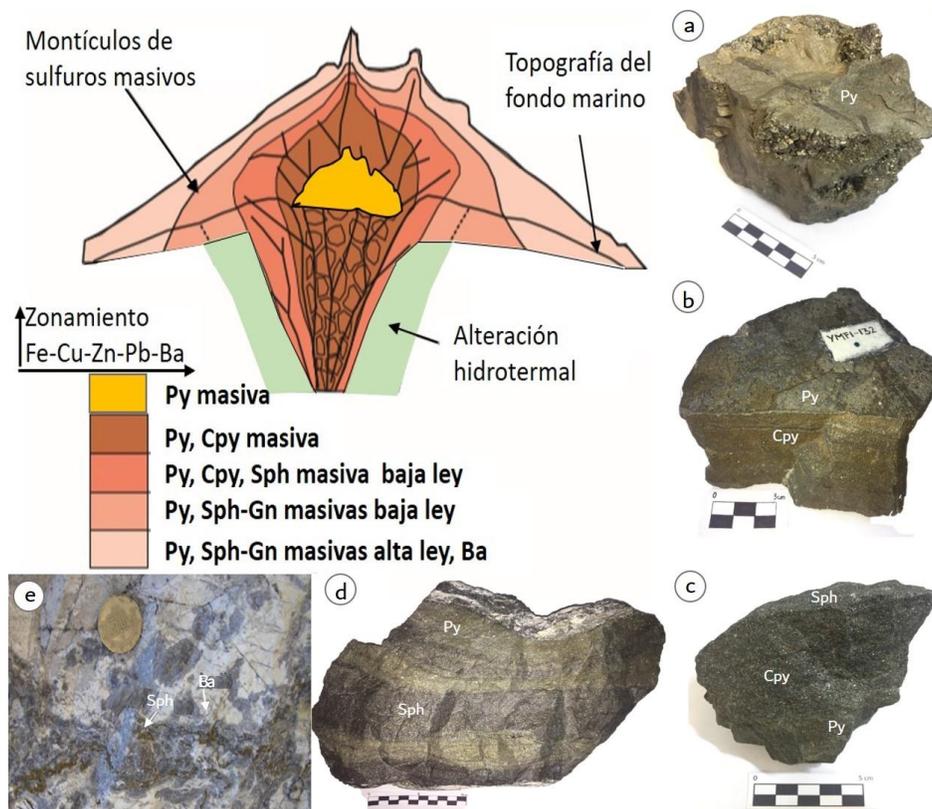


Figura 42. Esquema de la estructura interna típica de un complejo de black smokers, mostrando la zonación mineralógica característica. a) Ejemplar de pirita masiva de la Mina Chivos Abajo, Jalisco; b) Laminaciones de pirita y calcopirita alternadas, Mina Tizapa, Estado de México; c) Muestra de esfalerita con pirita y calcopirita, Rey de Plata, Guerrero; d) Bandas de pirita y esfalerita con fragmentos de esquisto de micas (roca encajonante), Mina Tizapa, Estado de México; e) Intercrecimientos de barita y esfalerita en un ejemplar de La Minita, Michoacán. Fotografía de Camprubí et al. (2017). Py = Pirita; Cpy = Calcopirita; Sph = Esfalerita; Gn = Galena; Ba = Barita. Modificado de Lydon (1984).

2.2.4. Alteraciones hidrotermales asociadas

La alteración hidrotermal asociada a sulfuros masivos volcanogénicos presenta una zonificación usualmente bien desarrollada. Se extiende de manera regional hasta 20 km alrededor del yacimiento, por debajo de los lentes de sulfuros masivos rodeando el área de *stockwork* (Pirajno, 2008; Ridley, 2013). A esta zona se le conoce como conducto hidrotermal, dado que representa la vía por la cual circularon los fluidos hidrotermales para salir a la superficie del fondo marino y precipitar su carga mineral. Involucra alteración sericítica (sericita, cuarzo), clorítica (clorita, sericita, cuarzo), y propilítica (carbonatos, epidota, clorita), donde la sericita reemplaza gradualmente a la clorita, a medida que se incrementa la distancia del conducto de alteración por debajo de las lentes de sulfuros masivos (figura 43) (Ridley, 2013).

En algunos depósitos también ocurren la alteración argílica avanzada (caolinita, alunita) y argílica (illita, sericita), así como carbonatos con alto Fe y Mg en la base de los mantos de sulfuros masivos de algunos depósitos (Ridley, 2013).

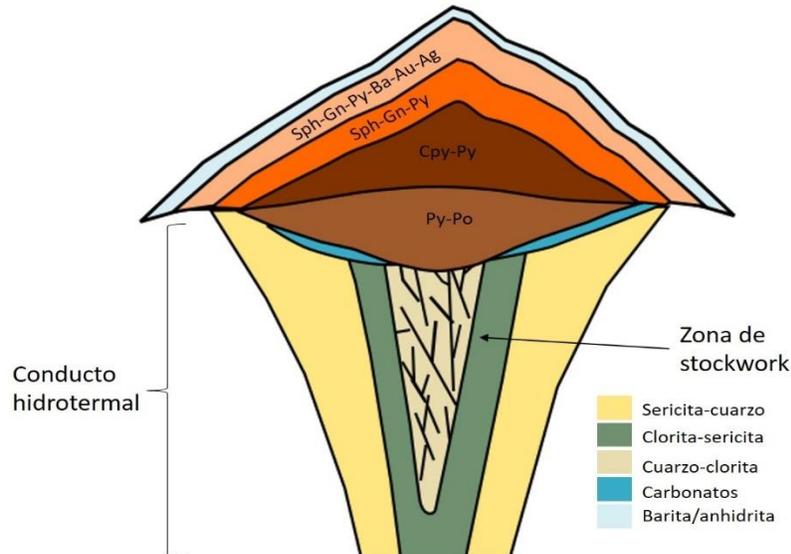


Figura 43. Distribución de minerales de mena y alteración hidrotermal en sulfuros masivos volcánogénicos. Ba-Barita; Cpy-Calcopirita; Gn-Galena; Po-pirrotita; Py-Pirita; Sph-Esfalerita; Au-Oro; Ag-Plata. Modificado de Galley (2007).

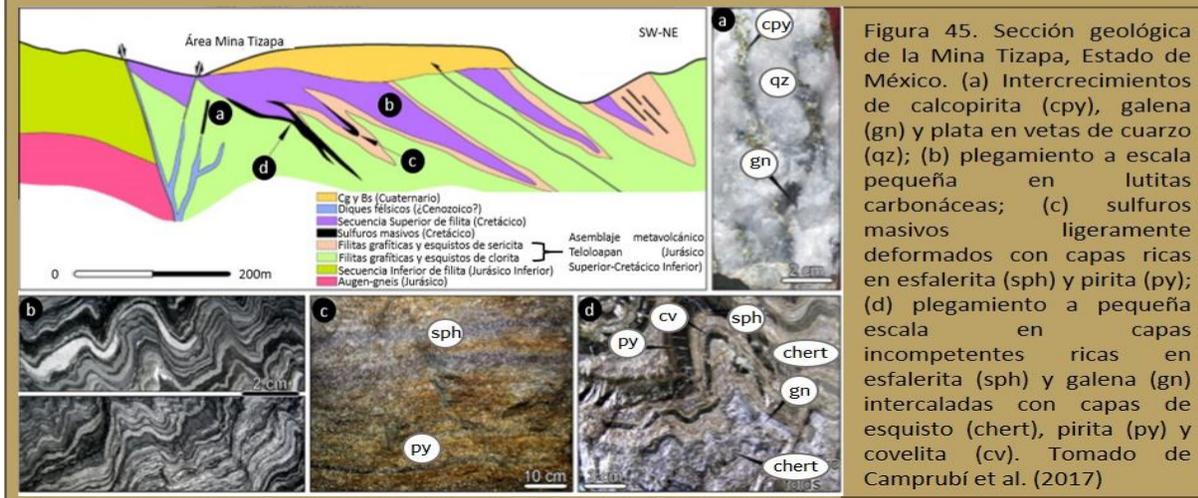
Caso de estudio 5. VMS en Tizapa, Estado de México

La mina Tizapa está situada a 4 km de la localidad de San Juan Zacazonapan, en el suroeste del Estado de México (figura 44). Se trata de un yacimiento de sulfuros masivos volcánogénicos tipo Kuroko, asociados a un ambiente tectónico intra-oceánico de arco de islas. Se explota como mina subterránea de la cual se extrae plata, zinc, cobre, plomo y oro, con leyes promedio de 325 g/t Ag, 7.9% Zn, 1.8% Pb, 0.7% Cu y 1.9 g/t Au (Alfonso et al., 2011).

El yacimiento de Tizapa se encuentra encajonado en rocas metavolcánicas y metapelíticas foliadas. Principalmente, filitas de grafito y esquistos de sericita, cuarzo, clorita y moscovita del Triásico-Jurásico intrusionadas por diques félsicos del Jurásico. Estas últimas, sobreyacen estructuralmente al Granito Tizapa (augen-gneis) de edad Jurásica, e infrayacen calizas y rocas clásticas del Cretácico Superior, así como derrames basálticos y rocas clásticas del Cenozoico

Figura 44. Localización de la Mina Tizapa. Tomado de Zamora (2004).

La mineralización consiste en varios cuerpos de sulfuros masivos bandeados de morfología estratiforme (mantos) a lenticular de hasta 20 m de espesor, estructuras brechadas y diseminaciones. Los minerales económicos consisten en sulfuros de metales base (Zn + Pb > Cu) con valores de Ag y Au: pirita, esfalerita, galena, arsenopirita, tetraedrita-tenantita, covelita, bornita, pirrotita, argentita, estannita, casiterita, electrum y otras sulfosales de Pb, Cu y Ag con barita en menores proporciones (Alfonso et al., 2011). La calcopirita y pirita ocurren en asociación con carbonatos de Fe y clorita. Debido al metamorfismo sobreimpuesto, la alteración hidrotermal no es fácilmente determinada pero la asociación de sericita-cuarzo es dominante sobre la mayoría de las rocas del área debajo de los lentes de sulfuros masivos.



Lecturas recomendadas

Para aquellos que deseen leer más sobre la génesis de sulfuros masivos volcánogénicos, serán de utilidad las siguientes referencias de artículos científicos y libros.

Alfonso Abella, M. P., Torró Abat, L., Canet Miquel, C., Parcerisa Duocastella, D., García-Vallès, M., Mata Perelló, J. M., ... & González Partida, E. (2011). Mineralogía del yacimiento VMS de Zn-Cu-Pb-Ag-Au de Tizapa, México. In *Macla*, sept. 2011, vol. 15 (pp. 27-28). *Sociedad Española de Mineralogía*.

Camprubí, A., González-Partida, E., Torró, L., Alfonso, P., Canet, C., Miranda-Gasca, M. A., ... & González-Sánchez, F. (2017). Mesozoic volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits in Mexico. *Ore Geology Reviews*, 81, 1066-1083.

Edmonds, H. N., German, C. R., Green, D. R. H., Huh, Y., Gamo, T., & Edmond, J. M. (1996). Continuation of the hydrothermal fluid chemistry time series at TAG, and the effects of ODP drilling. *Geophysical Research Letters*, 23 (23), 3487-3489.

Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., & Galley, A. G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology* 100th anniversary volume, 98, 523-560.

Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). Volcanogenic massive sulphide 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, 141-161.

Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press, 183-199.

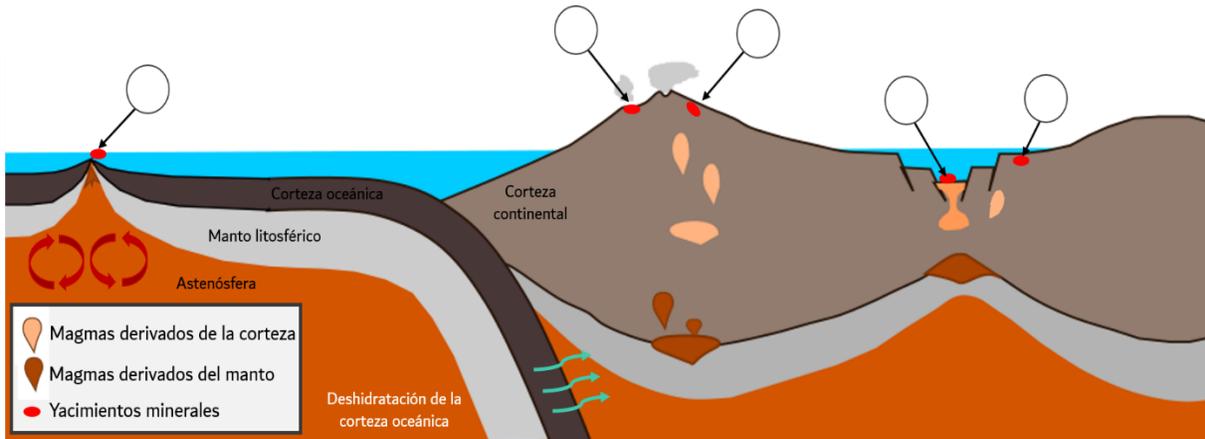
Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes* (Vol. 239). P.p. 178-184. Oxford: Blackwell.

Ejercicios Unidad 2

1. **¿Por qué es común encontrar cuarzo oqueroso en epitermales de alta sulfuración y no en epitermales de baja sulfuración?**
2. **¿Qué son y cómo se forman los “chimeneas blancas” y las “chimeneas negras”?**
3. **Lee los siguientes enunciados y contesta verdadero (V) o falso (F) según corresponda**
 1. Los sistemas hidrotermales de sulfuros masivos volcanogénicos están dominados por aguas marinas. ()
 2. Los epitermales son yacimientos de metales preciosos (Ag-Au) con valores subordinados de metales base. ()
 3. El estado de oxidación del azufre, la química y el pH en los fluidos hidrotermales son los principales criterios empleados para clasificar a los yacimientos epitermales en alta y baja sulfuración. ()
 4. Los bandeamientos simétricos, crustiformes y coliformes en cuarzo son texturas frecuentes en depósitos epitermales. ()
 5. El choque térmico de los fluidos hidrotermales con las aguas marinas frías genera la precipitación de metales que forman sulfuros masivos volcanogénicos. ()
 6. Los epitermales de alta sulfuración se forma generalmente debajo de campos geotérmicos asociados a magmas calcoalcalinos a alcalinos a partir de fluidos de muy bajas temperaturas (100°-250°C), pH neutro y de carácter reducido. ()
 7. La lixiviación de rocas volcánicas a través de las cuales circulan los fluidos hidrotermales es la principal fuente de metales en los yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos. ()
 8. Los sulfuros masivos volcanogénicos son yacimientos estratoligados con altos contenidos de Cu-Zn-Ni. ()
 9. La gran mayoría de los depósitos epitermales son de edad Paleozoica. ()
 10. Los sulfuros masivos volcanogénicos formados en dorsales oceánicas y tras-arcos oceánicos maduros normalmente se encuentran encajonados en rocas máficas. ()

4. Asocia los siguientes yacimientos magmático-hidrotermales con su ambiente tectónico de formación, colocando en la imagen la letra correspondiente de cada deposito mineral, representados por puntos rojos.

- a) Epitermales
- b) Sulfuros masivos volcanogénicos



III. Yacimientos Magmático-Hidrotermales en México

Objetivos

⇒ Identificar los principales yacimientos magmático-hidrotermales de México, así como los procesos y periodos del registro geológico mexicano asociados a la formación de éstos.

México cuenta con yacimientos de clase mundial reconocidos por sus altas leyes o altos tonelajes. La mayoría de éstos se trata de yacimientos asociados a procesos magmático-hidrotermales, los cuales son los depósitos minerales económicamente más importantes de México. La mayoría de ellos ocurrieron durante el Mesozoico e inicios del Cenozoico, debido a la reactivación de estructuras que ejercieron un control importante en el emplazamiento de magmas y la circulación de fluidos hidrotermales (Camprubí, 2017), como respuesta a drásticos cambios en el régimen tectonomagmático general: la transición de magmatismo oceánico, asociado a una tectónica extensional del Jurásico al Albiano, a un magmatismo continental compresional, en el margen del Pacífico de México desde mediados del Aptiano a mitad del Cenomaniano. Esto generó dominios metalogenéticos asociados a magmatismo, superpuestos en el tiempo en diferentes regiones (Camprubí, 2009, 2017) (figura 46). Así, los depósitos minerales relacionados con magmatismo oceánico ocurren a lo largo de la margen sur del Pacífico de México, mientras que los de magmático continental acontecen en la margen norte del Pacífico y ambos se extienden varios cientos de kilómetros hacia dentro del continente (figura 46).

Los yacimientos magmático-hidrotermales en México asociados a magmatismo oceánico engloban a los sulfuros masivos volcanogénicos, formados en arcos oceánicos durante el Triásico y el Cretácico Tardío. Mientras que los relacionados con magmatismo continental forman un supergrupo que comprende pórfidos, skarn polimetálicos, IOCG y epitermales, formados en ambiente de arco continental, desde el Cretácico Temprano a inicios del Cenozoico (Camprubí, 2017).

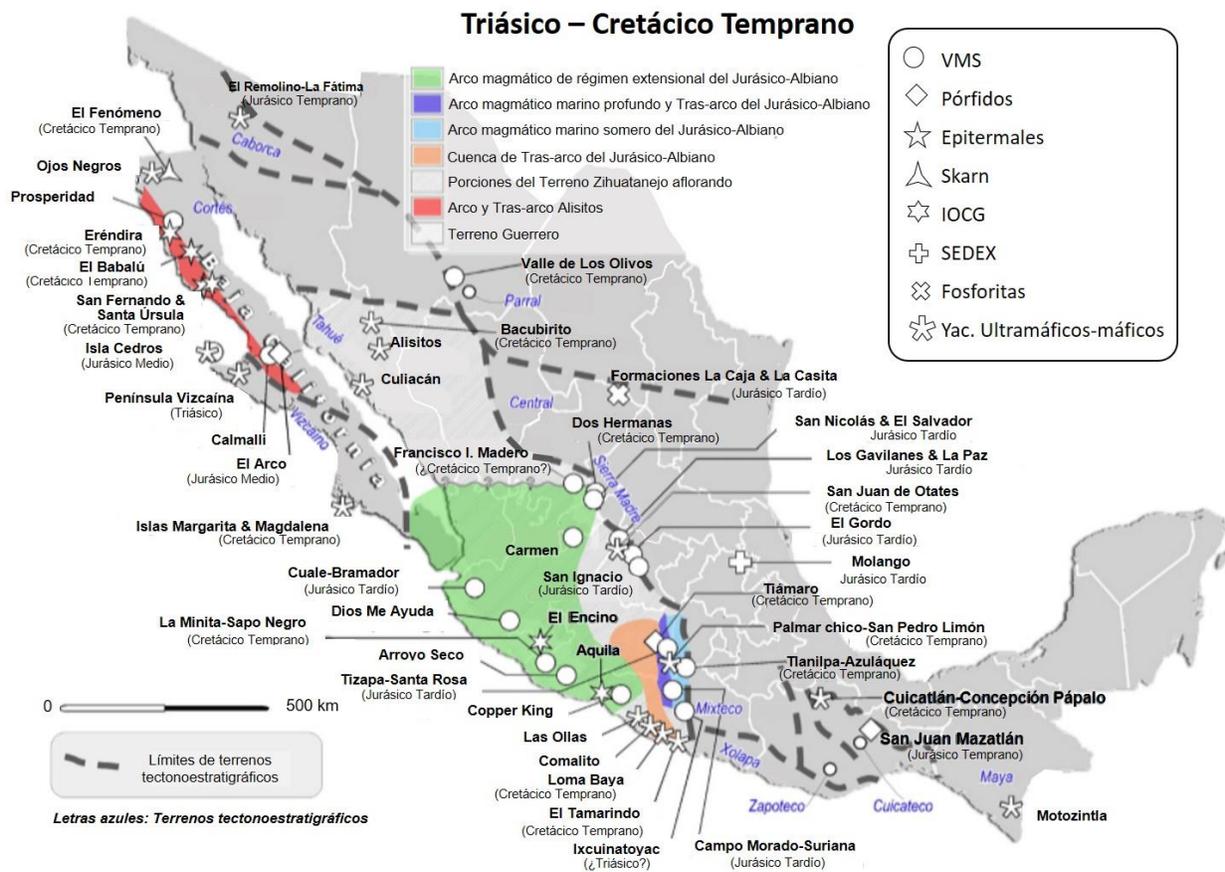


Figura 46. Distribución espacial de los principales yacimientos minerales formados desde el Triásico al Cretácico Temprano en el margen Pacífico de México, mostrando los nombres de los terrenos y otras características geológicas. Tomado de Camprubí (2017).

Entre el Triásico y el Cretácico Temprano, la mayoría de los depósitos minerales son sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) formados predominantemente en arcos oceánicos extensionales (por ejemplo, Francisco I. Madero), y la minoría de ellos se formaron en entornos de cuencas de tras-arco (por ejemplo, San Nicolás y El Salvador). Se ubican alrededor de los límites surestes del terreno Guerrero (figura 46), algunos de ellos bordean la costa actual del Pacífico, y otros están ubicados en el interior del continente, cercanos al límite oriental del terreno Guerrero (Camprubí et al., 2017).

La formación de yacimientos minerales incrementó durante el Cretácico Temprano. Además de los depósitos de VMS, mencionados anteriormente, en esta época se comenzaron a formar VMS en el terreno del arco de Alisitos, así como varios skarn de W y depósitos IOCG asociados a magmatismo calcoalcalino en el cinturón batolítico de la Cordillera Peninsular (Baja California).

También se encuentra un pórfido de cobre asociado a un arco de islas (Tiámara, Michoacán) (Garza, 2007; Camprubí, 2013).

Durante el Cretácico Tardío, los yacimientos magmático-hidrotermales en el margen del Pacífico mexicano cambian de contexto oceánico a continental. De este modo la ocurrencia de depósitos de VMS disminuyó considerablemente, mientras que los depósitos de skarn, pórfidos e IOCG formados en arcos continentales bajo regímenes corticales predominantemente compresivos y asociados a magmatismo calcoalcalino, se hicieron cada vez más abundantes y distribuidos principalmente en el noroeste de México: Sierra Madre Occidental, Sinaloa, Sonora y Chihuahua (figura 47).

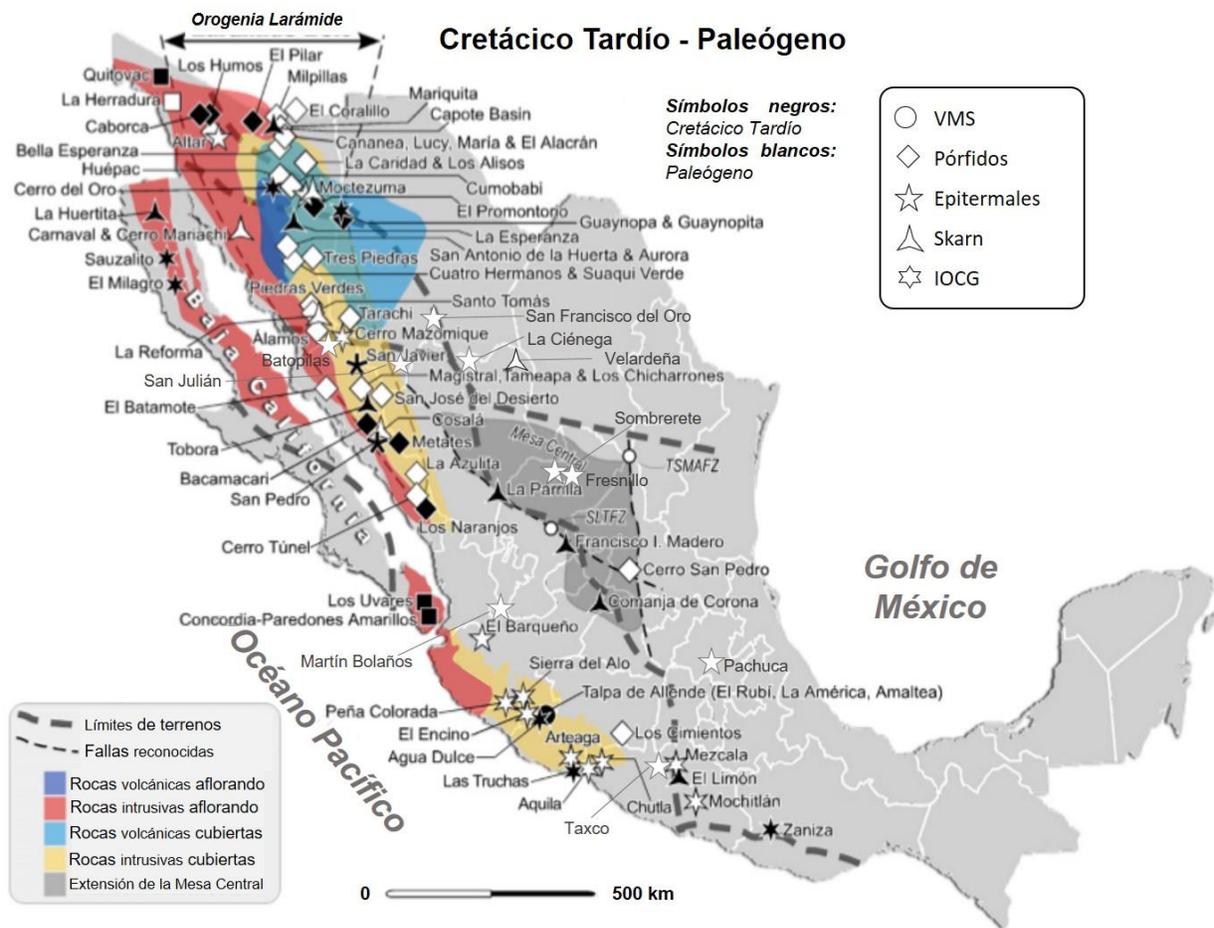


Figura 47. Distribución espacial del magmatismo y de yacimientos magmático-hidrotermales formados desde el Cretácico Tardío al Paleoceno en la margen convergente Pacífico de México, mostrando características geológicas. Modificado de Camprubí et al. (2006) y Camprubí (2017).

Por otra parte, aunado a la evolución y migración del vulcanismo ácido de arco continental de la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur a fines del Mesozoico e inicios del Cenozoico, se empezaron a formar depósitos epitermales en México (figura 47), con edades Paleógenas, la gran mayoría se formaron entre el Luteciano y el Aquitaniano – Burdigaliano, y con la peculiaridad de tener altas concentraciones de plata. La mayoría de los depósitos epitermales de México pertenecen a los tipos de sulfuración baja e intermedia, no obstante, se han descrito algunos depósitos de alta sulfuración en la parte noroccidental del país (Camprubí et al., 2006).

México es considerado un país minero, destacando en los primeros lugares a nivel global en la producción de varios metales y minerales industriales, por lo que estudios recientes de la evolución metalogenética de México (Tritlla et al., 2003; Valencia et al., 2006; Camprubí et al., 2006, 2017; Camprubí y González-Partida, 2017; Camprubí, 2017) han sido clave para comprender la naturaleza y génesis de los yacimientos minerales mexicanos y definir mejor las provincias metalogenéticas, favoreciendo a su vez la exploración y localización de yacimientos minerales económicos por parte del Servicio Geológico Mexicano y empresas mineras.

Anexo:

Tabla comparativa Yacimientos Magmático-Hidrotermales

Yacimiento Mineral	Clasificación y ambiente tectónico	Fluidos hidrotermales	Metalos de interés económico	Minerales comunes (varía en función del tipo de yacimiento)	Morfologías	Alteración hidrotermal	Leyes	Tonelajes	Ejemplos
Pórfidos	Zonas de suprasubducción (grandes cuerpos intrusivos calcoalcalinos con alto H ₂ O y alto nivel de emplazamiento): *Pórfidos de Cu (Mo) *Pórfidos de Mo (Cu) *Pórfidos de W-Sn	Agua magmática y aguas meteóricas: *Alta T (350°-800°C) *Fluidos hipersalinos (40-60 wt.% NaCl eq.)	Cu, Mo ± Au ± W ± Sn ± Pb ± Zn	Calcopirita, bornita, calcocita, molibdenita ± Au nativo ± scheelita ± wolframita ± casiterita	*Zonamiento concéntrico *Stockworks *Formas cilíndricas y de caparazón	Zonamiento: *Poliásica *Sódica-cálcica *Fílica *Clorita-sericitita (CSS) *Argílica Propilítica	Bajas leyes: *0.2-2% Cu *0.1-0.5% Mo *0.1-1 g/ton Au	1 Mt-10 Gt (10,000 Mt = 10,000,000,000 t)	*Cananea, Sonora *La Caridad, Sonora *La Herradura, Sonora *Cerro San Pedro, San Luis Potosí
Skarn (cálcico y magnésico)	Zonas de suprasubducción: *Skarn de Fe *Skarn de Au *Skarn de Zn-Pb *Skarn de Cu *Skarn de W-Mo *Skarn de Sn	Agua magmática y agua meteóricas: *Alta T (400°-600°C) *Fluidos moderadamente salinos (15 wt.% NaCl eq.)	Fe ± Au ± Pb ± Zn ± Cu ± W ± Mo ± Sn ± Ag	Óxidos de Fe, W o Sn sulfuros de Zn, Pb, Cu y/o Mo, sulfosales de Au, Au nativo + calcosilicatos	*Mantos *Chimeneas *Vetas	Alteración skarn: *Skarn cálcico (granate, diópsido y/o wollastonita ± actinolita, vesubianita, epidota, escapolita y magnetita) *Skarn magnésico (forsterita, diópsido, serpentina y talco ± calcita, magnetita, tremolita)	Bajas-altas leyes: *30 a 60% Fe *1-15 g/t Au, *0.2-2% Cu *6-12% Zn + Pb *0.5-1.6% W-Mo *0.1-0.4% Sn	*Skarn de Au, Cu, Pb-Zn, W-Mo, Si: 1-20 Mt *Skarn de Fe: hasta 300Mt	*Yelardeña, Durango *Naica, Chihuahua *La Esperanza, Sonora *La Negra, Querétaro
Iron Oxide Copper-Gold (IOCG)	Rifts intracontinentales, zonas anorgánicas, orgánicas, arcos magmáticos, cuencas de tras-arco e intracratones: *Tipo Skarn Fe *Tipo Kyriba *Tipo Olympic Dam *Tipo Cloncurry *Tipo Palabora *Tipo Bayan Obo	Agua magmática y agua meteóricas: *Alta T (300°-600°C) *Fluidos salinos (hasta 40 wt.% NaCl eq.)	Fe, Cu, Au, REE, Ag, U, Th, Bi, Co, Ti, W, PGE, F, Nb	Magnetita, hematita, calcopirita, pirita, bornita, uraninita, niquelina, arsenopirita, pirrotina, cobaltita, molibdenita	*Estratoligados *Vetas *Mantos *Chimeneas *Brechas hidrotermales *Forma de pipas *Stockworks	*Sódica (en rocas félsicas) o sódica-cálcica (en rocas maficas) *Poliásica *Sericitita *Silica	Bajas leyes: *0.2 a 1 g/t Au *0.5 a 1.5 % Cu *30-60% Fe	±100 Mt	*Peña Colorada, Colima *Huaynopa, Chihuahua *Saurzallo, B.C. *El Miagro, B.C.
Epitermales	Zonas de suprasubducción: *Alta sulfuración (Sistemas volcánicos) *Baja sulfuración (Campos geotérmicos)	Alta sulfuración: *Baja T (200°-320°C) *Fluidos muy ácidos y oxidados con baja salinidad (2-5 wt.% NaCl eq.) Baja sulfuración: *Baja T (100°-250°C) *Fluidos neutros y reducidos con baja salinidad (<2 wt.% NaCl eq.)	Alta sulfuración: Au ± Cu ± Ag ± Zn ± Pb Baja sulfuración: Ag ± Au ± Zn ± Pb ± Cu	Sulfuros de Au, Cu, Ag, Pb, Zn y sulfosales de Au, Cu en función del tipo de yacimiento	*Vetas *Brechas *Stockworks	*Alta sulfuración: Silica (cuarzo wuggy), argílica avanzada-argílica y propilítica *Baja sulfuración: propilítica, argílica avanzada, argílica y silice en forma de calcedonia	Altas leyes: *1 a 15 g/t Au *2 a 200 g/t Ag *Hasta 2.5% Cu, Pb y Zn	1 a 20 Mt	*Fresnillo, Zacatecas *Peñasquito, Zacatecas *San Julián, Chihuahua *San Martín Bolaños, Jalisco
Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS)	Fondo marino: *Tipo Chire (dorsal meso-oceánica) *Tipo Kuroko (márgenes extensionales en arcos de islas) *Tipo Beshi (tras-arco)	*Agua marina: Muy baja T (2°C), alcalinas (pH=7-8), oxidadas y deficientes en metales *Ventilas hidrotermales (agua marina-agua magmática): Alta T (hasta 400°C), ácidas (pH=4-6), reducida y enriquecida en metales	Cu ± Zn ± Pb ± Au ± Ag	Pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita y galena	*Estratoligados *Mantos *Chimeneas *Stockworks	*Argílica avanzada *Argílica *Sericitita *Clorita *Propilítica	Bajas-altas leyes: *2% Cu, *10% Zn + Pb	0.2 a +150 Mt	*Tizapa, Estado de México *Francisco I. Madero, Zacatecas *Campo Morado, Guerrero *Cuale, Jalisco

IV. Bibliografía

- Alfonso Abella, M. P., Torró Abat, L., Canet Miquel, C., Parcerisa Duocastella, D., García-Vallès, M., Mata Perelló, J. M., & González Partida, E. (2011). Mineralogía del yacimiento VMS de Zn-Cu-Pb-Ag-Au de Tizapa, México. *Sociedad Española de Mineralogía*, 15, 27-28.
- Barton, M. D. (2014). Iron oxide (-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems. In *Treatise on Geochemistry: Second Edition*, Elsevier Inc., 515-541.
- Bastías Torres, M. V., Rubinstein, N. A., & Previley, L. El yacimiento Morro del Cobre, San Juan, Argentina: estudio de la petrografía y asociaciones de alteración hidrotermal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76 (2), 109-114.
- Benton, Dale. (14 de abril, 2020). Top 10 copper mines in the world. *Mining*. Recuperado de: <https://www.miningglobal.com/top10/top-10-copper-mines-world>
- Buchanan, L. J., (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digest*, vol. 14.
- Burnham, C. W. (1979). *Magma and hydrothermal fluids*. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits., New York, John Wiley & Sons, 63-123.
- Cámara Minera de México. (2019). Informe de la octogésima segunda asamblea general ordinaria de la Cámara Minera de México. CD MX. CAMIMEX. Informe anual, 47-48.
- Camprubí, A., & González-Partida, E. (2017). Mesozoic magmatic–hydrothermal iron oxide deposits (IOCG ‘clan’) in Mexico: A review. *Ore Geology Reviews*, 81, 1084-1095.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Torró, L., Alfonso, P., Canet, C., Miranda-Gasca, M. A., & González-Sánchez, F. (2017). Mesozoic volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits in Mexico. *Ore Geology Reviews*, 81, 1066-1083.
- 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. (2009). Major metallogenic provinces and epochs of Mexico. *SGA News*, 25, 1-20.

- Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58 (1), 27-81.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., & Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56 (1), 10-18.
- Chlumsky, A., & Meyer, L. L. C. (2012). NI 43-101 Technical Report Velardeña Project Durango State, Mexico, 27-38.
- Cooke, D. R., Hollings, P., & Walshe, J. L. (2005). Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100 (5), 801-818.
- Corona-Esquivel, R., Tritlla, J., Henríquez, F., Morales-Isunza, A., Portugal, J. L., & Nava-Pérez, L. (2009). Geología y mineralización del Yacimiento Peña Colorada, Colima. *Geología Económica de México*, 522-527.
- Corriveau, L. (2010). Alteration vectors to IOCG mineralization: from uncharted terranes to deposits. Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues, 1-12.
- Corriveau, L., & Goodfellow, W. D. (2007). Iron oxide copper-gold deposits: a Canadian perspective. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5*, 307-328.
- Demoustier, A., Castroviejo Bolibar, R., & Charlet, J. M. (1998). Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín geológico y minero*, 109(5-6), 449-468.
- Edmonds, H. N., German, C. R., Green, D. R. H., Huh, Y., Gamo, T., & Edmond, J. M. (1996). Continuation of the hydrothermal fluid chemistry time series at TAG, and the effects of ODP drilling. *Geophysical Research Letters*, 23 (23), 3487-3489.
- Franklin, J. M., Gibson, H. L., Jonasson, I. R., & Galley, A. G. (2005). Volcanogenic massive sulfide deposits. *Economic Geology 100th anniversary*, 98, 523-560.

- Galley, A. G., Hannington, M. D., & Jonasson, I. R. (2007). Volcanogenic massive sulphide 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, 141-161.
- Gandhi, S. S. (2004). Magmatic-hydrothermal Fe oxide±Cu±Au deposits: classification for a digital database and an overview of selected districts. IAVCEI General Assembly.
- González, C. E. (2007). Metalogenia del pórfido de cobre de Tiámara, estado de Michoacán: México (Tesis para obtener el grado de Doctor). Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- González-Partida, E., Camprubí, A., Tritlla, G. L. J., & Chávez, A. C. (2004). Fluidos asociados al skarn Au (-Cu) de La Joya, distrito de Mezcala, Guerrero, México: implicaciones regionales para depósitos formados a partir de rocas calcoalcalinas vs. adakíticas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 371-381.
- Guilbert, J. M., & Park Jr, C. F. (2007). *The geology of ore deposits*. Waveland Press.
- Haymon, R. M., Fornari, D. J., Edwards, M. H., Carbotte, S., Wright, D., & Macdonald, K. C. (1991). Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09'–54' N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 (2-4), 513-534.
- Hedenquist, J. W., & Lowenstern, J. B. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370 (6490), 519.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N., & Einaudi, M. T. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58 (1-4), 241-287.
- Hollings, P., & Walshe, J. L. (2005). Giant porphyry deposits: characteristics, distribution, and tectonic controls. *Economic Geology*, 100 (5), 801-818.
- Lozada, L. & Espinoza J. (2011), Technical report mineral reserves and resources Antamina, Perú, 2010.

- Lydon, J. W. (2007). 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.
- Mares, Rainier (2014). "Caracterización geoquímica y gemológica de los granates del skarn de la Sierra de Tlayca, Morelos" (Tesis para obtener el grado de ingeniero geólogo). Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 7-14.
- Meinert, L. D. (1992). Skarns and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19(4).
- Meinert, L. D. (2005). World skarn deposits. *Economic Geology*. 100th aniv., 299-336.
- Morales, H. A. (2017). Estudio de la paragénesis y química mineral en magnetitas del depósito tipo IOCG Dominga, IV región, Chile (Tesis para obtener el grado de Geólogo). Facultad de de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 20.
- Naslund, H. R., Henriquez, F., Nyström, J.O., Vivallo, W., & Dobbs, F. M. (2002). Magmatic iron ores and associated mineralisation: examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera. *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective* 2, 207-226.
- Pirajno, F. (2008). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media.
- Richards, J. P. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology*, 98(8), 1515-1533.
- Ridley, J. (2013). *Ore Deposit Geology*. Cambridge University Press.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes* (Vol. 239). Oxford: Blackwell.
- Ruvalcaba-Ruiz, D. C., & Thompson, T. B. (1988). Ore deposits at the Fresnillo mine, Zacatecas, Mexico. *Economic Geology*, 83(8), 1583-1597.
- Salazar Jácome, P., & Beate, B. (2009). Geología, alteración y mineralización del pórfido de cobre-molibdeno Junín, provincia de Imbabura, Ecuador. Departamento de Geología, Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

- Sawkins, F.J., (2013). *Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics*. Springer Science & Business Media.
- Servicios Administrativos Peñoles, S.A de C.V., Minera Roble. (2010). Proyecto Velardeña, “Estudio de prefactibilidad a 6,000 TPD”. Torreón, Coahuila
- Singer, D. A., Berger, V. I., & Moring, B. C. (2005). *Porphyry Copper Deposits of the World: Database, Maps, Grade and Tonnage Models*. US Geological Survey, 1005-1060.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.
- Stoffregen, R. E. (1987). Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado. *Economic Geology*, 82(6), 1575-1591.
- Tritlla, J., Camprubí, A., García, E. C., Esquivel, R. C., Iriondo, A., Martínez, S. S., & Puente, P. M. (2003). Estructura y edad del depósito de hierro de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3), 182-201.
- Vignerresse, J. L., Truche, L., & Richard, A. (2019). How do metals escape from magmas to form porphyry-type ore deposits?. *Ore Geology Reviews*, 105, 310-336.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., & Pérez-Segura, E. (2006). Características metalogenéticas 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.
- Vereau, J. E. (2019). Zoneamiento genético de la mineralización y su relación con la extracción y recuperación de minerales en el área del Yacimiento Corona. *Revista del Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica*, 22(43), 21-28.
- White, N.C. & Hedenquist, J.W., (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration: *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445-474.

- Williams, P. J., Barton, M. D., Johnson, D. A., Fontboté, L., De Haller, A., Mark, G., & Marschik, R. (2005). Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology*, 371-405.
- Zamora, O. (2004). "Los sulfuros masivos volcanogénicos de Tizapa, Zacazonapan, Edo. de México. ¿Un yacimiento tipo Kuroko?: Datos geoquímicos, minerográficos y microtermométricos" (Tesis para obtener el grado de maestro en Ciencias). Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Zürcher, L., Ruiz, J., & Barton, M. D. (2001). Paragenesis, elemental distribution, and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, Mexico. *Economic Geology*, 96 (3), 535-557.