

# RESEÑA METALOGENICA DE CHILE Y DE LOS PROCESOS QUE DETERMINAN LA METALOGENESIS ANDINA.

Victor Maksaev J.  
Septiembre, 2001

## Definiciones Básicas

**Metalogénesis:** Término derivado del griego “*metaleion*” que significa “mina”, el cual se refiere al estudio de la génesis de depósitos minerales (metálicos o no-metálicos), con énfasis en sus relaciones espaciales y temporales (espacio-tiempo) con los rasgos geológicos regionales (tectónicos, petrográficos, etc). Es decir, el estudio de la relación de los depósitos minerales con su entorno geológico regional.

**Provincia Metalogénica:** es un área caracterizada por una agrupación de depósitos minerales o por uno o más tipos característicos de depósitos. Una provincia metalogénica puede contener más de un episodio de mineralización.

**Epoca Metalogénica:** Es una unidad de tiempo geológico favorable para la depositación de menas o caracterizada por una agrupación particular de depósitos minerales. En una misma área pueden estar representadas varias épocas metalogénicas.

**Metalotecto:** Término que se refiere a una determinada característica geológica que se cree que ha jugado un rol en la concentración de uno o más elementos (o sustancias minerales) y ha contribuido a la formación de depósitos minerales; puede ser estructural, estratigráfico, litológico, geomorfológico, etc. y puede combinar espacio y tiempo. Ej. Orógeno Andino, una caldera volcánica, rocas volcánicas jurásicas, una falla regional, etc.

**Franja Metalogénica** (*id.* Faja, cinturón.): Término utilizado en Chile por varios autores (incluyendo este trabajo) debido a un factor de escala. Las franjas metalogénicas existentes en Chile se ajustan a la definición de Provincia Metalogénica, pero en trabajos previos se ha considerado a Los Andes como una Provincia Metalogénica dominada por yacimientos cupríferos. Esto ha llevado a definir en detalle ya sea sub-provincias o franjas metalogénicas.

**Mapa Metalogénico:** Mapa a escala regional que muestra la distribución de los depósitos minerales (metálicos o no-metálicos) sobre una base geológica adecuada para destacar características relevantes de la mineralización y con una simbología apropiada para indicar la forma, tipo de mineralización y magnitud de cada depósito (el tamaño de los depósitos se muestra independiente del nivel de explotación; no es un mapa de recursos mineros). El propósito de los mapas metalogénicos es proveer una base o punto de partida sólido para exploraciones mineras regionales.

## Marco Geotectónico de la Mineralización Andina

La metalogénesis de Chile y en general de la Cordillera de Los Andes está determinada por el marco tectónico de ésta cadena montañosa, el que corresponde a un **margen continental activo** con subducción de corteza oceánica bajo el continente sudamericano. Aunque este marco tectónico es común a toda la cadena andina, la evolución geológica tiene notables diferencias a lo largo de ella. Por ejemplo, Los Andes Septentrionales (Colombia y Ecuador) tienen una historia colisional, con acreción de terrenos alóctonos al borde continental; ésta es una situación tectónica similar a la de la Cordillera de British Columbia en Canadá. Por su parte, en los Andes Patagónicos existió el desarrollo de una cuenca marginal durante el Jurásico y Cretácico y un arco magmático estático.

Los Andes Centrales (02°-45° Lat. S), que son los más relevantes para la metalogénesis chilena, se consideran como un ejemplo clásico de un orógeno “simple” desarrollado en un margen convergente de placas (Dewey y Bird, 1970; James, 1971). Esto es una cadena montañosa no-colisional (sin colisión o acreción de fragmentos continentales o terrenos exóticos), formada sobre un sistema de subducción de larga vida y activo en la actualidad. La característica distintiva de esta cordillera respecto a otras cadenas montañosas en el mundo es la existencia de un enorme volumen de rocas ígneas generadas a lo largo de su historia geológica. Esto ha hecho que los Andes hayan sido llamados como “*una cadena montañosa magmática*” (Zeil, 1979) o un “*orógeno volcano-plutónico*” (Sillitoe, 1976). La mayor parte de los depósitos metálicos tienen una relación inherente y temporal con la actividad magmática y el origen de su contenido metálico se atribuye a procesos relacionados a la subducción a profundidad.

Una significativa parte de la riqueza mineral de Chile está constituida por varios depósitos gigantes de tipo pórfido cuprífero, incluyendo los mayores depósitos de este tipo en el mundo. Algunos, como Chuquicamata o El Teniente contienen > 50 millones de toneladas de Cu fino, por lo que fueron denominados como monstruosos (“*behemotian*”) por Clark (1993), para indicar que son mayores que los pórfidos cupríferos super-gigantes a nivel mundial. En efecto la mayor parte de la producción cuprífera de Chile proviene de 16 pórfidos cupríferos, 12 en el Norte de Chile y 4 en la Zona Central. Es decir proviene de unos pocos depósitos gigantes de cobre.

La segunda fuente de cobre chileno proviene de depósitos estratoligados hospedados por rocas volcánicas del Jurásico y del Cretácico Inferior.

Para comprender la metalogénesis chilena es necesario entender el ambiente tectónico en el que la mineralización ocurre, la que corresponde a un margen convergente de placas o margen cordillerano como también se lo ha denominado. Este ambiente corresponde a una zona de **suprasubducción** (Nelson, 1996).

El **ambiente suprasubducción** corresponde a cualquier corteza (que está o estuvo) sobre una zona de subducción y en el caso andino es corteza continental (Sial). El ambiente supra-subducción es un ambiente tectónico muy prolífico para la formación de depósitos metalíferos de origen hidrotermal.

La mineralización metálica en el ambiente de supra-subducción está controlada por 3 factores principales, los que son:

**Magmatismo Suprasubducción  
Estructuras Mayores  
Régimen de Tectónica de Placas**

**Magmatismo Suprasubduccion**

El magmatismo asociado a zonas de subducción típicamente se presenta en un frente paralelo a la zona de subducción con actividad intrusiva y volcánica que constituye **el arco magmático**, pero también puede existir **magmatismo en tras-arco** como el magmatismo meso-cenozoico de Bolivia y Argentina y en situaciones excepcionales **magmatismo de ante-arco** como el existente en los Andes Patagónicos.

En zonas de suprasubducción típicamente se desarrolla una actividad magmática volcano-plutónica de composición calcoalcalina (arco magmático), siendo la composición de los magmas progresivamente más alcalinos hacia el interior continental. De acuerdo a los estudios petrológicos los magmas de arco derivan de la fusión parcial del manto astenosférico, la cual es inducida principalmente por volátiles (agua) y una pequeña proporción de magmas que son liberados de la placa oceánica en subducción, cuyas rocas son sometidas progresivamente a condiciones de mayor temperatura y presión al subductarse, sufriendo metamorfismo, formando nuevos minerales anhidros más estables en condiciones de profundidad y liberando fluidos. La adición de componentes volátiles en rocas del manto astenosférico, sometidas a alta temperatura y presión, resulta en su fusión parcial y los magmas basálticos así generados ascienden debido a diferencia de densidad con las rocas que los contienen. Procesos subsecuentes de diferenciación (cristalización fraccionada) y asimilación de rocas suprayacentes (contaminación cortical) dan origen en último término a las rocas volcánicas o intrusivas ígneas características de los arcos magmáticos. En posición de tras-arco pueden darse condiciones para la fusión parcial de materiales corticales, ligadas al desarrollo de fajas corridas y plegadas, dando origen a un magmatismo peraluminoso.

El magmatismo de ante-arco es raro en zonas de subducción, debido a que el ante-arco corresponde normalmente a una zona de bajo gradiente geotérmico. Sin embargo, en Aysén existe un magmatismo de ante-arco ligado a la subducción de la Dorsal de Chile. Esta es una situación excepcional donde el flujo calórico anómalo deriva de una dorsal activa en subducción.

El magmatismo en zonas de suprasubducción provee calor, fluidos y metales. La **fuentes de los metales** asociados a los magmas pueden corresponder a corteza oceánica subductada, la cuña de manto astenosférico sobre la placa en subducción y a rocas de caja a lo largo del camino de ascenso del magma y de los fluidos hidrotermales circulantes.

La **mineralización** en regiones de convergencia de placas es típicamente de tipo **hidrotermal** y está asociada espacial y temporalmente con actividad ígnea intrusiva o extrusiva de naturaleza calco-alcalina (Ej. Hedenquist y Lowerstern, 1994). En ambiente intrusivo la mineralización es comúnmente de tipo pórfido y **existen abundantes evidencias para indicar que los fluidos mineralizadores han derivado directamente de magmas hidratados en cristalización**. Por otra parte, en muchos sulfuros masivos y depósitos tipo veta en rocas extrusivas y sedimentos volcanogénicos los fluidos mineralizadores pueden haber sido derivados de aguas subterráneas meteóricas o de origen marino. A pesar de un origen no magmático de estos últimos fluidos, los magmas hidratados juegan un rol importante en la formación de los depósitos y en muchos casos las intrusiones en profundidad proveen el contenido metálico, aparte de ser la fuente de la energía térmica que permite la circulación de los sistemas convectivos de fluidos.

El volcanismo explosivo, el cual crea amplios sistemas de fracturas (Ej. Calderas volcánicas) y otras condiciones geológicas que conducen a sistemas de circulación de fluidos a gran escala pueden ser ligados directamente al gran aumento de volumen que necesariamente se produce en cuerpos de magma hidratado en cristalización en zonas someras de la corteza (Burnham, 1979).

Por lo tanto, existe una relación, ya sea directa e indirectamente, entre mineralización hidrotermal y magmas hidratados con la composición apropiada, en cualquier parte en que ese tipo de magmas se hayan emplazado a niveles someros como para causar fracturamiento al solidificarse.

## **ESTRUCTURAS MAYORES**

En la corteza superior las estructuras “frágiles” o aquellas de la transición frágil - dúctil pueden actuar como conductos de fluidos, zonas permeables para depositación de minerales y/o como control de intrusión de magmas, por lo tanto ejercen un importante control metalogénico (Ej. Kutina, 1998). Existen **estructuras ligadas a la subducción** las que son paralelas al sistema de fosa oceánica (trench-linked faults) estas pueden ser fallas normales como las que limitaron la cuenca de atrás-arco que existió durante el Jurásico y Cretácico Inferior en Chile o fallas transcurrentes que acomodan esfuerzos de cizalle que se desarrollan a lo largo del arco magmático y que están ligados a períodos de convergencia oblicua de placas como los Sistemas de Falla de Atacama y de Falla de Domeyko en el norte de Chile y el Sistema Liquiñe – Ofqui en el sur de Chile. También pueden existir estructuras paralelas al arco resultantes de la acreción de terrenos alóctonos (suturas), pero este no es un fenómeno característico de Los Andes Centrales del Meso-Cenozoico, aunque fallas mayores o suturas que limitan terrenos acrecionados son comunes en Los Andes septentrionales (Ecuador, Colombia) y existirían suturas en el basamento Paleozoico de Los Andes, ya que la evolución geológica pre-Andina involucró la acreción de terrenos alóctonos.

Por otra parte, asociadas a la subducción se desarrollan estructuras transversales, normales al arco, que Corbett y Leach (1998) denominaron **fallas de transferencia**. Estas

estructuras acomodan variaciones de manteo y de razones de convergencia a lo largo de segmentos de la zona de subducción. Existen también sistemas conjugados de fallas de transferencia asociados a convergencia ortogonal y que se desarrollan en ángulo respecto a la zona de subducción.

Un margen continental activo como el Andino posee también estructuras heredadas (pre-Andinas) las que están en posiciones oblicuas a la cadena. El rol específico de este tipo de estructuras es discutible, pero ciertamente ellas también pueden actuar como conductos de fluidos, zonas permeables para depositación de minerales y/o como control de intrusión de magmas, tal como lo sugieren Tosdal y Richards (2001) para los pórfidos cupríferos. De hecho, las estructuras pre-Andinas que son visibles como lineamientos mayores de rumbo NW en la Cordillera Argentina parecen ejercer un control en la ubicación de centros volcánicos recientes a lo largo de Los Andes y es probable que ejercieran un rol similar en la localización de sistemas de tipo pórfido cuprífero en el pasado.

## **REGIMEN DE TECTÓNICA DE PLACAS**

La tectónica de placas es dinámica y la interrelación entre placas es continuamente variable en espacio y tiempo debido a una serie de factores, los que se revisan a continuación.

**Angulo de subducción:** Actualmente en Los Andes existe una marcada segmentación tectónica que coincide con **variaciones del manteo de la zona de Benioff** a lo largo de la zona de subducción (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan et al., 1983). La coincidencia de las variaciones de la geometría de la placa de Nazca descendente y cambios en la fisiografía y geología a lo largo de Los Andes es notable. En Chile esto se traduce en la existencia de dos zonas con volcanismo activo (desde los 27°S hacia el norte y desde los 33°S hacia el sur) ambas sobre segmentos de la zona de subducción con 30° de manteo y separadas por el segmento entre los 27° a 33° en el que la zona de subducción manta entre 2° a 15° (subducción plana) sin volcanismo activo (Thorpe et al., 1982). Los distintos segmentos actuales tienen características muy distintas en cuanto a morfología y tectónica (Jordan et al., 1983). La variaciones de ángulo de subducción también deben haber existido en el pasado y pueden haberse reflejado en las características tectónicas y metalogénicas de los distintos segmentos de Los Andes. Sillitoe (1974) identificó 16 límites transversales de segmentos tectónicos a lo largo de la cadena andina y atribuyó las variaciones longitudinales en la naturaleza de las franjas metalogénicas a la segmentación tectónica de esta cadena montañosa.

**Vector de convergencia:** la convergencia ortogonal (recta) es la más eficiente en los sistemas de subducción y hay una tendencia del sistema mundial de placas a reorganizarse para mantener esa configuración (Ej. Scotese y Rowley, 1985), pero durante la larga historia de convergencia continua de placas en zonas de subducción individuales es probable que se produzcan períodos de convergencia oblicua y que se desarrollen sistemas de fallas transcurrentes. Estos sistemas de fallas transcurrentes son actualmente reconocidos como un proceso común en la mayor parte de arcos magmáticos en ambiente cordillerano (Ej. Jarrard, 1986; Sylvester, 1988; Holly y School, 1989; Busby-Spera y

Saleeby, 1990; Saint Blanquat et al., 1998). Las fallas transcurrentes ligadas a la subducción se nuclean y se desarrollan en la zona débil a lo largo del arco magmático (debilitamiento termal de la litosfera por el calor adicionado por el magmatismo) y acomodan el componente de desplazamiento horizontal en márgenes continentales activos durante períodos de convergencia oblicua (Woodcock, 1986; Beck, 1986; Busby-Spera y Saleeby, 1990). Por lo tanto fallas transcurrente y deformación de cizalle asociada se concentran a lo largo de la zona debilitada dentro del arco magmático relacionado a subducción. Esto es consistente con los modelos teóricos de Fitch (1972), Walcott (1978), Dewey (1980), Beck (1983, 1986), Saint Blanquat et al. (1998), Cembrano et al. (1997), etc.

**Razones de convergencia:** éstas varían en el tiempo, lo que se traduce en variaciones de la posición y ancho del frente magmático. Por ejemplo entre los 26 y 4 Ma (anomalías magnéticas 8 a 3; Cande, 1983) están documentadas máximas razones de convergencia recta entre la placa de Nazca y el continente Sudamericano (del orden de 12 cm/año). Esto coincidió con una notable expansión del arco magmático Mioceno, el que alcanzó hasta 350 km de ancho desde Chile oriental hasta extensas áreas de Argentina y Bolivia. La reducción de las tasas de convergencia en el Plioceno fue acompañada por la restricción del magmatismo al límite entre Chile y Bolivia - Argentina. Las razones de convergencia tampoco son homogéneas a lo largo de una zona de subducción, las diferencias de velocidad son acomodadas en la placa oceánica por las **fallas de transformación** (transform faults) normales a las dorsales, mientras que en el continente deberían ser acomodadas por las **fallas de transferencia** normales u oblicuas a la subducción (Corbett y Leach, 1998).

**Erosión por subducción:** Las rocas pertenecientes al arco magmático del Jurásico a Cretácico Inferior en Chile se encuentran en el borde continental Sudamericano relativamente cercanas a la profunda fosa oceánica que bordea el margen activo del continente. Es improbable que el mencionado arco magmático se halla generado en el borde continental mismo, porque hoy existe una distancia del orden de 240 Km entre la posición de la fosa y el eje del arco magmático activo. Consecuentemente, es altamente probable que parte del borde continental haya sido erosionado por subducción como resultado de las condiciones de esfuerzo compresivo existentes en el margen activo desde el Cretácico Superior (subducción tipo Chileno). La subducción de sedimentos ha sido documentada por estudios geofísicos de la Fosa de Chile-Perú (Ej. Kulm et al., 1977; Schweller et al., 1981; Hilde, 1983) y por estudios de  $^{10}\text{Be}$  en lavas recientes de arco (Brown et al., 1982; Tera et al., 1986; Morris et al., 1987). Esto se considera una parte esencial de los modelos modernos de márgenes convergentes (Ej., Cloos y Shreve, 1988). Sin embargo, también deben haberse subductado bloques de rocas continentales arrastradas en la zona de subducción, al menos hasta donde su flotabilidad haya superado el arrastre descendente. Stern (1988, 1989) atribuyó a la erosión por subducción la participación de materiales corticales en la génesis de magmas de la zona volcánica sur de Los Andes y atribuyó al aplanamiento de la zona de subducción un incremento de la participación de estos materiales en la génesis magmática, sugiriendo que esos procesos no solo eran importantes para definir las características de los magmas eruptados en el frente volcánico actual entre los 33° y 34°S, sino que también en la génesis de los pórfidos cupríferos del

Mioceno Superior-Plioceno presentes en esta zona. Aunque las interpretaciones de Stern (op. cit.) son controvertidas, no es posible desligar el efecto de materiales corticales subductados en la actividad magmática de márgenes convergentes erosivos como el chileno.

En otros sectores de Los Andes y en otros márgenes convergentes se desarrollan prismas de acreción, pero esta característica está ausente de Los Andes centrales actuales, de modo que no es necesario extenderse en este aspecto.

**Subducción de Dorsales y otras estructuras del fondo oceánico:** Un ejemplo clásico de esta situación es la subducción de la activa Dorsal Chilena en Los Andes de la Patagonia donde hay alto interés por conocer los efectos de esta situación tan particular. Sin embargo, dorsales antiguas inactivas o alineamientos de islas y montes submarinos como el Cordón de Juan Fernandez (Vergara, 1997) podrían también tener efectos significativos en la geología y el magmatismo en la zona central de Chile y se ha sugerido incluso una posible relación con la génesis de los pórfidos cupríferos del Mioceno Superior – Plioceno de la zona central de Chile (Stern y Skewes, 1997). Esta posibilidad no se puede descartar, pero es difícil establecer su importancia real.

**Condiciones de esfuerzo en el margen convergente:** Los trabajos comparativos de zonas de subducción de Uyeda y Nishiwaki (1980) y Uyeda (1987) mostraron que existen dos tipos extremos de zonas de subducción en las cuales existe marcada diferencia en las condiciones de esfuerzo dominantes y en su metalogénesis. La denominada **subducción tipo Mariana** (por el arco de las Marianas en el Pacífico occidental) donde existen condiciones no compresivas, alto ángulo de subducción y desarrollo de una cuenca marginal de trás-arco y en contraposición la **subducción de tipo Chileno**, compresiva, con erosión por subducción, desarrollo de una faja de pliegues y fallas trás-arco. En márgenes tipo Mariana están dadas las condiciones para la generación de depósitos exhalativos submarinos como los Kuroko de Japón, mientras que los márgenes tipo Chileno son favorables para la generación de pórfidos cupríferos. La subducción de tipo Chileno imperante en la actualidad en Los Andes Centrales es una situación que se mantiene desde el Cretácico Superior, mientras que durante el Jurásico y Cretácico Inferior habría imperado un sistema de subducción más afín con la subducción tipo Mariana (Davidson, 1987; Boric et al., 1990).

## MAGMATISMO Y MINERALIZACIÓN

Considerando que en zonas de convergencia de placas la metalogénesis está fuertemente interrelacionada con la actividad magmática, sobre todo al emplazamiento de cuerpos intrusivos, es adecuado revisar cual es la relación existente entre granitoides y mineralización metálica. Aquí se aprovecha una excelente revisión del tema realizada por Richard H. Sillitoe, de modo que una **parte de la sección a continuación de este texto es una traducción libre del trabajo de Sillitoe (1996), Granites and Metal Deposits, Episodes, V. 19, pp.126-133, con algunos agregados referidos en el texto.**

Los granitoides incluyendo las intrusiones de pórfido asociados, están espacial, temporal y genéticamente asociados a muchos de los depósitos mayores a nivel mundial. Casi todo el Mo, Sn y W están asociados a granitoides, muchos depósitos de metales raros (Ta, Nb, Bi, Be, Zr, Ga, REE), más del 60% de los recursos de Cu y hasta 10% del Fe, Au, Zn, Pb, Ag, y U, así como todo o muchos de varios metales menores (Bi, Cd, Sb, Te, Re, In, Sc) se presentan dentro y alrededor de plutones o stocks emplazados principalmente en el ambiente epizonal, es decir entre 1 y 5 km de profundidad desde la superficie de la tierra.

Adicionalmente, los intrusivos graníticos (en sentido amplio) pueden haber sido la fuente de metales de otros ambientes, incluyendo depósitos epitermales asociados a rocas volcánicas subaéreas, sulfuros masivos volcanogénicos generados en el fondo oceánico o inmediatamente bajo él, y depósitos de oro diseminado de reemplazo (tipo Carlin) hospedados por rocas sedimentarias.

### **Tipos de magmas y metales correspondientes**

La mayor parte de los metales considerados aquí están relacionados a granitoides de carácter calcoalcalino de bajo- a alto-K o carácter alcalino, los cuales varían en composición entre metaluminosos a peraluminosos y cubren un amplio rango de contenido de sílice (diorita a granito, en sentido estricto). Los controles fundamentales que controlan los contenidos metálicos de las menas asociadas son la **composición, grado de fraccionamiento y estado redox de los magmas** (Blevin y Chappell, 1992). El fraccionamiento en suites graníticas involucra una variedad de procesos ígneos, de los cuales la cristalización fraccionada parece ser la más importante (Lehmann, 1993).

La clasificación de granitos en **Tipo I** y **Tipo S**, la cual refleja la naturaleza de la fuente del magma (Blevin y Chappell, 1992), o **Serie Magnetita o Ilmenita**, que describe el estado de redox de las rocas mismas (Ishihara, 1981), puede ser usada como base para una subdivisión metalogénica mayor. Esencialmente todos los intrusivos de Tipo S pertenecen a la Serie Ilmenita, mientras que los de Tipo I incluyen a los de la Serie de Magnetita y, en forma menos común, rocas de la Serie Ilmenita (Ishihara, 1981). Los granitos Tipo A (Collins et al., 1982) han generado mineralización de metales litófilos (Sn, W, Be, Nb), pero pocos depósitos mayores.

Dioritas cuarcíferas, granodioritas y monzonitas cuarcíferas, con poco fraccionamiento y del Tipo I/ Serie de Magnetita así como sus contrapartes alcalinas pueden originar **depósitos mayores de Cu, Mo y/o Au** como los que se encuentran en Chile. La razón Cu/Mo de los depósitos típicamente decrece con el grado de fraccionamiento. El extremo se alcanza en los depósitos de tipo pórfido de Mo de tipo Climax, los que son deficientes en Cu, están enriquecidos en W, Sn, Ta, Nb y F y se asocian a pórfidos riolíticos alcalinos de alta sílice (>75% en peso; Carten et al., 1993).

Los magmas altamente oxidados parecen favorecer la concentración de Au (Ej. pórfidos de Au de Maricunga), aunque rocas graníticas relativamente reducidas de Tipo I parecen asociarse con algunos tipos de depósitos de oro (Ej. skarns ricos en Au; Meinert, 1993).

Mientras que los intrusivos félsicos más evolucionados y reducidos de Tipo I tienden a estar pobremente mineralizados.

En contraste, granitos fraccionados y relativamente reducidos del Tipo-S o de la Serie Ilmenita se asocian típicamente con depósitos de Sn  $\pm$  W (wolframita). Sin embargo, Blevin y Chappell (1995) enfatizan que estos depósitos pueden ser los productos de granitos de tipo I o S siempre que haya un apreciable fraccionamiento por cristalización de plagioclasa durante la consolidación de la suite magmática relacionada. El fraccionamiento extremo de magmas de Tipo I o S bajo la influencia de un alto contenido de volátiles (F, B, P) puede conducir a la formación de granitos y pegmatitas con topacio y mica de Li, los que pueden contener concentraciones comerciales de metales raros.

La correlación general entre razones de metales en depósitos y la composición de sus rocas graníticas asociadas provee una fuerte evidencia que los magmas graníticos son la fuente directa de los metales, tal como está implícito en la ya antigua teoría magmático-hidrotermal de formación de menas (Ej. Lindgren, 1933). **Los depósitos metálicos pueden ser generados por procesos magmáticos normales y no se necesita un magma inicialmente enriquecido en metales**, aun en el caso del Sn (Lehmann, 1990). Un corolario sobre una fuente magmática de los metales es que la formación de menas normalmente no resulta de la lixiviación y reconcentración de metales desde las rocas huéspedes de las intrusiones graníticas por aguas subterráneas o aguas de formación calentadas.

Las intrusiones reducidas favorecen la concentración hidrotermal de Sn, el cual no entra en los sulfuros magmáticos e ilmenita que cristaliza temprano en la historia de enfriamiento de tales cámaras magmáticas (Ishihara, 1981). En contraste los magmas oxidados inhiben la precipitación de sulfuros magmáticos y el consecuente secuestro del cobre y oro, los cuales por lo tanto permanecen disponibles para particionarse en el fluido hidrotermal (Candela, 1989; 1991).

## Marcos Tectónicos

La mayoría de los depósitos metálicos relacionados a granitoides se localizan dentro de arcos magmáticos o en posición de trás-arco, aunque también se presentan en sectores de colisión e intra-placa. La intrusión y la concentración de metales estaría favorecida por regímenes tectónicos distensivos o zonas de dilatación dentro de marcos globales compresivos.

Muchos depósitos de Fe, Cu y Au relacionados a intrusivos se encuentran en arcos cordilleranos (márgenes activos continentales) o arcos de islas generados durante la subducción de litosfera oceánica. En efecto, para la generación de depósitos mayores se requieren contribuciones subcorticales a los magmas parentales, incluyendo H<sub>2</sub>O, Cl, S y metales. Varios depósitos mayores de Au y Cu-Au en los arcos de islas del Pacífico oeste y de otras partes del mundo se formaron a partir de intrusiones emplazadas inmediatamente después de eventos de colisión que produjeron la inversión de la polaridad de la subducción

y posiblemente una amplia fusión parcial de la parte superior de placas desprendidas en hundimiento (stalled plates). Sin embargo, unos pocos depósitos de Fe y Cu también se forman en marcos tectónicos de extensión intra-placa, como lo ejemplifica Olympic Dam en el sur de Australia.

Los depósitos mayores de Zn-Pb-Ag se presentan típicamente en sectores donde cuerpos intrusivos cortan a secuencias sedimentarias normalmente a lo largo del sector interno de arcos cordilleranos (cuencas de atrás-arco en márgenes continentales activos). Los depósitos de Mo  $\pm$  Cu también se presentan en terrenos correspondientes a arcos magmáticos, pero los depósitos mayores de tipo pórfido Mo ( $\pm$ W) de tipo Climax fueron generados en posiciones de atrás-arco durante modesta extensión de la corteza continental.

La contaminación cortical de magmas, inferida a partir de características tales como altas razones iniciales de isótopos de Sr y presencia de circones heredados, es más evidente en granitos asociados con Sn, W, U y metales raros, de ahí que estos se asocien con marcos tectónicos compresivos de atrás-arco (fajas corridas y plegadas o “fold-thrust belts”) como en Bolivia y Perú (Sn) y en los Territorios del Noroeste en Yucón, Canadá (W) o zonas de colisión continental como en la faja Hercínica de Europa (Sn, U), sur de China (Sn, W) y la faja de Damara en Namibia (U). Magmatismo intraplaca, generado por actividad de “plumas” del manto, como en Brasil y Nigeria se asocian también con mineralización de metales litófilos.

### **Concentración de metales**

Generalmente la extracción de metales y otros elementos desde magmas ocurre mediante la exsolución de una fase fluida acuosa. Cuando un magma se aproxima a la superficie se puede producir la exsolución de los volátiles contenidos en este (mayoritariamente H<sub>2</sub>O, pero también CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, HF) en una fase acuosa en respuesta al descenso de la presión, lo que se ha denominado **primera ebullición** (first boiling), ahora bien cuando un magma hidratado comienza a cristalizar la fase fundida residual se sobresatura en fluidos y se produce también la exsolución de una fase acuosa, lo que se denomina **segunda ebullición** (second boiling) o **ebullición retrógrada**, porque se produce en respuesta al descenso de temperatura. Además, la fase fluida acuosa a altas temperaturas por razones termodinámicas se separa en una fase líquida salina y una fase vapor diluida. La eficiencia del transporte de la mayoría de los metales está controlada por el contenido de cloro de la fase fluida porque los metales de interés forman complejos solubles con iones de Cl. Las excepciones probables son el W y Mo, transportados como complejos hidroxiacidos. Algunos metales raros también son excepcionales, especialmente Ta y Li, los que alcanzan concentraciones comerciales por cristalización directa de minerales de magmas altamente evolucionados.

La partición de Cu en una fase fluida (tanto vapor como un líquido hipersalino) es más eficiente a profundidades someras (aproximadamente 3-4 Km) a partir de magmas félsicos hidratados con altas razones Cl/H<sub>2</sub>O (Candela y Piccoli, 1995).

Para que un depósito metálico se forme en la parte apical de un plutón granítico, los fluidos con contenido metálico deben primero concentrarse en la porción superior de una cámara magmática, posiblemente por procesos de revuelta convectiva y cristalización en las paredes laterales de la cámara. La introducción de fluidos también puede ser el resultado de la intrusión de un magma máfico en la parte inferior de una cámara magmática félsica (Ej. Carten et al., 1993). El fluido entonces debe ser canalizado efectivamente hacia arriba a través de la columna magmática. Esto requiere permeabilidad en la cámara magmática, lo cual es favorecido por el alto contenido inicial de agua y otros volátiles concentrados, bajo grado de cristalización y bajas presiones, o sea profundidades someras (Candela, 1991). Los contactos intrusivos, fallas y litologías favorables constituyen medios efectivos para enfocar el ascenso de fluidos magmáticos más allá de la cámara magmática.

Parte del magma y fluidos son introducidos a partir de las cámaras magmáticas parentales a través de las cúpulas, en las cuales los sistemas de pórfidos usualmente tienen la forma de cilindros subverticales que son más altos (>2 Km) que anchos. Se estima que cámaras magmáticas con volúmenes tan pequeños como 15 Km<sup>3</sup> pueden liberar suficiente fluido magmático para generar pórfidos cupríferos de tamaño moderado en sus cúpulas (Cline, 1995), aunque se supone que se requieren volúmenes iniciales de unas 20 veces más grandes para depósitos de Sn (Lehmann, 1990). Los depósitos mayores de metales se favorecen por el ascenso focalizado de fluido a través de una o más cúpulas. La rápida cristalización/ enfriamiento del magma en esas cúpulas origina la característica textura porfírica (Burnham, 1979). La liberación de energía mecánica durante el escape de fluidos genera enrejados de fracturas (stockwork o sheeted-vein), incluyendo brechas hidrotermales, los cuales proveen sitios para la depositación de los metales (Burnham, 1979).

La depositación de metales en forma de sulfuros (Cu, Mo, Pb, Zn, Ag, Bi, Sb), óxidos (Fe, Sn, W), fluorcarbonatos (REE) o metal nativo (Au), se produce por la desestabilización de sus complejos iónicos solubles en medios acuosos, más comúnmente complejos iónicos clorurados. La desestabilización es inducida por enfriamiento, reacción con las rocas de caja en y alrededor de la cúpula y, sobre todo, por la mezcla con aguas subterráneas marginales. La precipitación secuencial de metales origina la zonación a escalas de depósitos y de distritos. Los ejemplos incluyen: incremento hacia fuera en Mo/Cu y Mo/Au e incremento hacia arriba de Au/Cu en muchos pórfidos cupríferos ricos en Au (Sillitoe, 1993) y concentración de Zn-Pb±Ag en la periferia de depósitos y distritos de Cu, Mo, W y Sn.

Los estudios de inclusiones fluidas primarias en cuarzo y minerales asociados de depósitos minerales asociados a granitoides revelan que la mayor parte de los metales han sido introducidos como componentes de soluciones cloruradas ricas en Na-, K- y Ca- a temperaturas en el rango de 550°-300°C. Los fluidos más diluidos y fríos son generalmente responsables solo de mineralización tardía y periférica (Roedder, 1984). Los microanálisis revelan que los líquidos hipersalinos contienen varios cientos a miles de ppm de metales de mena (Heinrich et al., 1992; Bodnar, 1995). Además, resultados recientes señalan que las razones Au/Cu de las soluciones hipersalinas primarias de alta temperatura es idéntica a la razón Au/Cu en dos de los mayores depósitos de Cu-Au (Bajo La Alumbrera, Argentina y

Grasberg, Indonesia). Esto indica que el contenido metálico global de estos depósitos está controlado primariamente por la composición del fluido magmático aportado, el cual a su vez probablemente está controlado por el proceso de cristalización de una cámara magmática subyacente (Ulrich et al., 1999). Las inclusiones fluidas muestran consistentes evidencias para el atrapamiento simultáneo de una solución salina (salmuera) y una fase vapor coexistente. Los microanálisis identifican dos grupos de elementos con comportamiento geoquímico drásticamente diferente. El Na, K, Fe, Mn, Zn, Rb, Cs, Ag, Sn, Pb, y Tl son particionados preferentemente en la fase líquida (probablemente como complejos clorurados), mientras que el Cu, As, Au (probablemente como complejos HS) y B se particionan selectivamente en la fase vapor. Esto indica que la separación de fases fluidas probablemente es un proceso mayor, previamente subestimado, en la diferenciación química contribuyendo al extremo rango de enriquecimiento selectivo en sistemas magmático-hidrotermales, desde plutones profundos, a través de estilo pórfido y depósitos de greisen, hasta mineralización epitermal y fumarolas volcánicas (Heinrich et al., 1999).

Los estudios de isótopos de oxígeno e hidrógeno confirman que los fluidos tempranos fueron derivados del magma. Evidencias recientes indican que tanto la alteración potásica como la fílica pueden ser producidas simultáneamente por fluidos de derivación magmática cuyas composiciones difieren por la separación de fases (líquido, vapor) y no siempre la alteración fílica corresponde a un evento sobreimpuesto relacionado a la mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos. Aunque hay evidencias isotópicas (O y H) que indican que los fluidos tardíos en las partes más someras y distales de depósitos o distritos muestran evidencias de mezcla de componentes magmáticos con hasta 50% de agua meteórica (Taylor, 1979).

### **Tipos de Depósitos**

La mayor parte de los depósitos metálicos generados a partir de fluidos magmáticos pueden ser asignados a seis tipos mayores, los cuales pueden ocurrir solos o en varias combinaciones. Los más grandes, alcanzando a varios miles de millones de toneladas de mineral, son los de tipo pórfido, mientras que los menores son vetas, generalmente de menos de 10 millones de toneladas. Skarn mayores, reemplazo de carbonatos, greisen y depósitos hospedados por brechas son típicamente de tamaño intermedio.

**Depósitos tipo Pórfido:** contienen principalmente Cu, Mo y/o Au, están centrados en stocks de pórfidos cilíndricos, desde menos de 100 m hasta varios Km de diámetro, que corresponden a apófisis porfíricas sobre cúpulas del techo de plutones graníticos. Los stocks son típicamente multi-fase en carácter (varias intrusiones sucesivas), con las leyes mayores comúnmente en las intrusiones porfíricas más tempranas y, en algunos depósitos, también en las rocas de caja (Ej. El Teniente donde el >70 % de la mineralización de Cu-Mo está en andesitas miocenas encajadoras). Pórfidos con mineralización más pobre intruyen durante y después de la alteración e introducción de metales principales (Gustafson y Hunt, 1975; Carten et al., 1988; Sillitoe, 1993). Mucho del metal en pórfidos se presenta en stockworks multidireccionales de venillas de cuarzo-sulfuros que acompañan a alteración potásico-silicatada tipificada por biotita post-magmática y feldespato-K.

Alteración sericitica, definida por cuarzo, sericita y piritita, comúnmente se superpone sobre toda o parte de la zona potásica y en muchos casos produce la remoción parcial o total de metales.

**Depósitos de Skarn:** se forman por la conversión de rocas carbonatadas a silicatos de calcio y magnesio con contenido de metales al lado o cerca de intrusivos graníticos. Las intrusiones pueden hospedar depósitos tipo pórfidos o ser estériles. Las asociaciones de silicatos de progrado, principalmente granate y piroxena en sistemas cálcicos, son normalmente deficientes en metales, mientras que las etapas retrógradas tardías introducen la mayor parte de los metales junto con asociaciones hidratadas conteniendo minerales como actinolita, biotita, muscovita, clorita, talco y carbonatos (Einaudi et al., 1981). Todos los metales concentrados por fluidos magmáticos están localizados por combinaciones de litologías favorables y fallas. Consecuentemente son comúnmente estratoligados, pero parcialmente tipo veta o controlados por fracturas.

**Depósitos de Reemplazo de Carbonatos:** Se generan donde rocas carbonatadas interactúan con fluidos magmáticos diluidos, más allá del frente de skarn, y las calizas huéspedes o mármoles son reemplazados directamente por sulfuros masivos o semi-masivos. Depósitos de Sn y Zn-Pb-Ag son comunes en depósitos de reemplazo de carbonatos, los cuales pueden ocurrir como extensiones distales de cuerpos de skarn (Einaudi et al., 1981). Mantos estratoligados interconectados con chimeneas subverticales son configuraciones típicas de los depósitos de reemplazo de carbonatos. Los intrusivos fuentes normalmente no ocurren dentro de 500 m de los depósitos de reemplazo de carbonatos, aunque diques de pórfidos usualmente ocupan las fallas controladoras de la mineralización. Los depósitos auríferos del distrito Agua de la Falda (mina Agua de la Falda y depósito Jerónimo) en la III Región de Chile corresponderían a depósitos de reemplazo de carbonatos (Gale, 2000).

**Depósitos de Greisen:** contienen Sn, W (como wolframita) y a veces Mo, Bi o Be, acompañados de metales base paragenéticamente tardíos. La mineralización se presenta diseminada en rocas alteradas pervasivamente correspondientes a cúpulas de intrusiones y sus rocas de caja contiguas. Existe una relación estrecha con sistemas de vetillas dominadas por cuarzo en sistemas de stockwork o sheeted-vein. La alteración de greisen se compone de cuarzo y mica blanca, acompañada de topacio, fluorita y/o turmalina. Los Greisen tienen transiciones a pórfidos, skarn y depósitos de reemplazo de carbonatos. Vetas auríferas en batolitos jurásicos en la Cordillera de la Costa de Chile central presentan asociaciones de minerales de tipo Greisen.

Cabe señalar, que muchos programas de exploración por sondajes han perforado prospectos con alteración similar a greisen en la creencia que se trataba de una alteración marginal de pórfidos de Cu o Mo. La mayoría de estas perforaciones encontraron una delgada cubierta con contenido anómalo de cobre sobre una roca intrusiva fresca a profundidad. Estas zonas parecen originarse a partir de intrusivos de emplazamiento profundo que absorbieron (incorporaron) fluidos para producir una cubierta con intensa alteración de cuarzo-muscovita, a menudo con ortoclasa rosada. Esta alteración se extiende unos 50 a 100 m hacia el interior de los contactos de la roca intrusiva y las rocas de caja. Todos los

minerales máficos en la zona alterada se transforman a muscovita y su contenido metálico reaparece en la cubierta sobreyacente que puede contener hasta 5% de sulfuros como pirita y calcopirita comúnmente acompañadas de molibdenita, galena o esfalerita. Estos sistemas no presentan fluorita o topacio como los pórfidos molibdeníferos y no constituyen un verdadero greisen con fluorita, topacio, scheelita y otros minerales característicos formados a partir de fluidos que migran hacia fuera de un plutón. Ejemplos de este tipo de alteración son frecuentes y ampliamente distribuidos (Catheart Mountain, Maine), pero no se conoce depósitos de cobre económicos formados por este proceso (Williams y Forrester, 1995).

**Depósitos de Brechas:** comúnmente comprenden chimeneas de gran extensión vertical que se desarrollan tanto dentro de intrusivos o en las rocas de caja sobreyacentes. La mayor parte de los minerales de mena, ya sea cementan la brecha o impregnan la matriz constituida por roca molida. Las porciones marginales de chimeneas de brecha, adyacentes a zonas de fracturamiento laminado (sheeted) son los lugares favorables para la concentración de menas. Brechas cupríferas se presentan dentro de y alrededor de pórfidos cupríferos o independientes de estos, pero las brechas pueden contener uno o más de otros metales contenidos (Sillitoe, 1985). Los depósitos de Río Blanco y Los Bronces en la Cordillera de Chile central son particularmente pródigos en cuerpos de brecha, de hecho en Los Bronces (Disputada de Las Condes) se explota un complejo de brechas mineralizadas con matriz de turmalina.

**Vetas:** normalmente están controladas por fallas de alto o moderado ángulo de manteo que cortan intrusivos y/o sus rocas de caja. Las vetas mayores pueden extenderse hasta varios Km en su corrida y 1 Km en profundidad por el manteo. Las vetas pueden estar acompañadas de otros tipos de depósitos, pero las más grandes se presentan solas. Históricamente las vetas de alta ley fueron la fuente principal de metales, tal como de Cu en el norte de Chile hasta principios de este siglo y Sn en Cornwall, Inglaterra, pero hoy su importancia económica es menor.

## **Depósitos de Metales Principales**

### **Hierro**

Chile posee grandes depósitos de hierro relacionados a intrusiones albianas, pero estos son enanos al compararlos con las enormes formaciones de hierro bandeado como las Itabiritas de Brasil. Los depósitos más grandes de hierro relacionados a intrusiones, consistentes principalmente en magnetita, se pueden separar en dos grandes categorías posiblemente transicionales: skarn ferríferos convencionales, como Marcona en Perú y los cuerpos hospedados por rocas ígneas como Kirunavaara en Suecia o los depósitos magnetita-apatita de la franja ferrífera chilena de la Cordillera de la Costa del Norte Chico. Desde hace tiempo que existe una clásica controversia, no conclusiva, respecto al origen de los depósitos de magnetita-apatita pobres en titanio como los existentes en Chile. Algunos autores (Ej. Nyström and Henriquez, 1994, 1995) postulan que muchos de estos depósitos se derivan por cristalización de magmas (magmas de mena), mientras otros sugieren que ellos corresponden a reemplazo hidrotermal (Ej. Hirtzman et al., 1992; Bookstrom, 1995) y

posiblemente se formaron a partir de fluidos que tuvieron poca o ninguna interacción con magmas (Barton and Johnson, 1996, Rhodes and Oreskes, 1999).

Las rocas ígneas que contienen depósitos de magnetita-apatito típicamente contienen actinolita, con o sin piroxena, granate y escapolita y están acompañadas por alteración K-silicatada (dominada por biotita). La albitización se presenta en algunos distritos como una alteración profunda pre-mineralización (Hirtzman et al., 1992), tal como ocurre en ambientes de tipo pórfido cuprífero o de greisen.

Las rocas ígneas que hospedan depósitos de hierro pueden continuar su evolución hidrotermal y, dada la disponibilidad de Cu y Au, sufrir adiciones paragenéticamente tardías de sulfuros de Cu y de Au (Ej. Candelaria, Chile) y más allá la transformación de asociaciones de alteración K-silicatada con magnetita hacia sericitización dominada por hematita (Ej. Manto Verde). En realidad, la brecha rica en hematita del depósito de Cu-U-Au-Ag de Olympic Dam se considera comúnmente como un miembro extremo del clan de yacimientos de óxidos de Fe-Cu-Au (Hirtzman et al., 1992; Williams et al., 1995).

## **Cobre**

Los depósitos de cobre están dominados por aquellos de tipo pórfido, siendo los más grandes del mundo los depósitos de Cu-Mo de El Teniente y Chuquicamata en Chile. Chuquicamata debe su supremacía a la generación de menas oxidadas y enriquecidas por meteorización durante el Terciario medio. Otro gran pórfido de Cu-Mo, como es Río Blanco – Los Bronces en Chile, está dominado por un complejo de brechas que destruyeron gran parte de una mineralización de tipo stockwork pre-existente (Serrano et al., 1996) y corresponde a un ejemplo de pórfidos cupríferos dominados por brechas en oposición a los dominados por venillas (Ej. Tosdal y Richards, 2001). El único depósito de Cu relacionado a granitoides que se aproxima en magnitud a los pórfidos cupríferos es el de Olympic Dam hospedado en brechas en el sur de Australia (Reeve et al., 1990). En realidad el depósito relacionado a alteración calco-silicatada y potásica-silicatada de Candelaria en Chile no solo posee un tamaño comparable al de un pórfido cuprífero mediano (366 millones de ton con 1,08 % Cu, 0,26 g/t Au y 4,5 g/t Ag; Ryan et al., 1995), sino que probablemente es un depósito genéticamente intermedio entre los depósitos de Fe de magnetita-apatito y los pórfidos cupríferos clásicos (Ej. Marschik y Fonbonté, 1996).

En Chile existen también depósitos estratoligados de Cu-(Ag) ("mantos chilenos") hospedados en rocas volcánicas que, en general, son al menos un orden de magnitud más pequeños que los pórfidos cupríferos, pero que constituyen la segunda fuente de cobre del país. Aunque existe también una larga controversia respecto al origen de estos depósitos, actualmente los datos disponibles permiten, en gran medida, ligar esta mineralización cuprífera al emplazamiento de intrusivos en las secuencias volcánicas mesozoicas y la fuente de los metales y azufre estaría en las intrusiones. Recientemente Vivallo y Henríquez (1998) realizaron una comparación geoquímica e isotópica entre los depósitos de Cu estratoligados en rocas volcánicas y vetiformes en intrusivos del Jurásico Medio a

Superior en la Cordillera de la Costa de la región de Antofagasta y postularon una génesis común para ambos tipos de depósitos.

Varios skarns de Cu, notablemente Tintaya en Perú y Ertzberg en Indonesia, son también importantes económicamente, aunque son al menos un orden de magnitud más pequeños que los grandes pórfidos cupríferos.

### **Molibdeno**

Más de la mitad del Mo en el mundo es producido como sub-producto de menas de pórfidos, cupríferos principalmente en Los Andes y en el oeste de Norte América. La mayor parte del Mo restante viene de pórfidos molibdeníferos, principalmente Henderson en Colorado, USA, el cual está hospedado por un pórfido riolítico de alta-sílice y el depósito de baja ley de Endako en British Columbia, Canadá, hospedado por una monzonita cuarcífera.

### **Zinc y Plomo**

Los depósitos mayores relacionados a intrusivos de Zn-Pb-(Ag) son ya sea skarns cálcicos, como Kamioka en Japón o depósitos de tipo manto-chimenea de reemplazo de carbonatos como Santa Eulalia en México. En ambos tipos de depósitos las menas se formaron en posición distal respecto a intrusivos félsicos de Tipo I, comúnmente asociados a diques y presentan enriquecimiento proximal de cobre. Sin embargo, estos depósitos son superados en volumen por los depósitos sedimentarios exhalativos de Zn-Pb-(Ag) (Sedex) no relacionados directamente a intrusivos (Ej. mina Aguilar en Argentina). En Chile la única mina productora de Zn es El Toqui en la Región de Aysén, este depósito corresponde a un skarn cálcico desarrollado en una secuencia sedimentaria calcárea del Cretácico Inferior.

### **Plata**

La mayor parte de la producción mundial de Ag es sub-producto de la explotación de depósitos epitermales de Au y depósitos de tipo sedex de Zn-Pb. Depósitos de Ag grandes relacionados a granitos son raros y en la actualidad solo se explota Candelaria en Nevada, USA. Candelaria es un depósito diseminado y stockwork de gran tonelaje hospedado por rocas sedimentarias localizado en posición distal respecto a un plutón inferido en profundidad (Thompson et al., 1995).

Las menas supergenas oxidadas y zonas enriquecidas de depósitos de tipo veta, muchos en secuencias volcánico-sedimentarias con calizas en sectores vecinos a intrusivos graníticos o granodioríticos, se explotaron en Chile en el siglo pasado; el más grande fue Chañarcillo que corresponde a un sistema de vetas mesotermiales en rocas calcáreas neocomianas.

## **Tungsteno**

La dramática caída del precio del W en la década de 1980 produjo el cierre de la mayor parte de las minas de W del mundo occidental. Los depósitos más grandes son sistemas de vetas bordeados por greisen dominados por wolframita y skarn cálcicos con scheelita. Los depósitos mayores de skarn de W (y greisen asociados) están en Shizhuyuan en la provincia de Hunan en China (Mao et al., 1995). Más de un 75% del W minado en el mundo proviene de depósitos de tipo veta bordeados por greisen, notablemente Xihuashan, asociado con granitos de Tipo S en la provincia de Jiangxi, China (Wu y Mei, 1982). Sin embargo, el sistema de vetas greisen de bajo manteo en Panesqueira, Portugal y el skarn Lermontow y depósitos greisen asociados en el oriente lejano de Rusia son también productores en la actualidad.

## **Estaño**

Desde el colapso del precio del Sn en 1986 solo la explotación de depósitos de alta ley de Sn ha sido económicamente viable, además de depósitos profundamente meteorizados de placeres eluviales, aluviales y marinos de Sn. Los depósitos de gran volumen y baja ley de tipo greisen y stockwork han cesado casi completamente su producción, aunque la meteorización de tales depósitos origina los depósitos aluviales mayores y saprolitos con Sn-(Ta-Nb) en Pitinga, Brasil (Horbe et al., 1991).

Actualmente, los mayores depósitos son de tipo veta (San Rafael, Perú) y de reemplazo de carbonatos (Dachang, provincia de Guangxi y Gejiu, provincia de Yunan, China; Renison Bell en Tasmania, Australia), formada en asociación con granitos peraluminosos ya sea de Tipo S o I. Sin embargo, los depósitos mayores de Sn fueron los stockwork y sistemas de vetas en pórfido latíticos sub-volcánicos de Tipo S en Llallagua, Bolivia (pórfidos estaníferos; Sillitoe, et al., 1975), los cuales son explotados solo en pequeña escala actualmente por cooperativas mineras locales. Vetas de Zn-Pb-Ag se presentan típicamente en un halo externo a los pórfidos de Sn.

## **Metales Raros**

Los metales raros, Ta, Nb, Bi, Be, Zr, Ga, REE, ( $\pm$ Sn) están presentes en minerales magmáticos formados como parte de la secuencia de cristalización (en oposición a introducción hidrotermal) en algunos granitos de albita de Tipo S con topacio y mica de Li y en pegmatitas graníticas. Pegmatitas gigantes Precámbricas en Greenbushes, Australia occidental y Tanko, Manitoba, Canadá proveen gran parte del Li del mundo y una buena proporción de Ta (Pollard, 1995).

## **Uranio**

Depósitos vetiformes de U, notablemente los del distrito Aue-Oberschlema, Alemania, son frecuentes en y alrededor de granitos fraccionados. Sin embargo, ellos usualmente se forman después que la exsolución de fluidos magmáticos ha cesado, debido a la alta

movilidad hidrotermal del  $U^{6+}$  aun en aguas subterráneas de baja temperatura (Lehmann, 1993).

El único depósito mayor de U relacionado a intrusión en producción es Rössling en Namibia, el que comprende una fina disseminación principalmente de uraninita en una pegmatita de alaskita de Tipo S. La alaskita se supone que es el producto de la fusión anatética de basamento gneissico (Berning, 1986). Sin embargo, el recurso de U más grande del mundo es el contenido de pitchblenda como sub-producto en el depósito Olympic Dam, en Australia.

## Oro

La mayor parte de los depósitos mayores de Au relacionados a intrusión son de tipo pórfido (Sillitoe, 1991) e incluyen ejemplos exclusivamente de Au como Refugio, Chile, además de aquellos en los que el cobre explotable es un componente menor (Cadia Hill, NSW, Australia; Boddington, Australia occidental) o un componente mayor (Grasberg, Indonesia). En Boddington una laterita aurífera, producida por intemperización fanerozoica de mineralización de tipo pórfido se explota en la actualidad (Symons et al., 1990).

Adicionalmente, hay ejemplos únicos de depósitos de oro mayores: uno de reemplazo de carbonatos en Telfer, Australia occidental (Goellnicht et al., 1989); un stockwork hospedado en rocas sedimentarias con mineralización epitermal de oro en Porgera, Papua Nueva Guinea (Richards y Kerich, 1993) y un depósito de oro en sheeted-vein en Vasilkovskoye, Kazakhstan.

Los depósitos de pórfido, junto con Telfer y Porgera, están todos relacionados con intrusivos de **Tipo I oxidados** ya sea de afinidad calcoalcalina o alcalina. Otros depósitos importantes, pero más pequeños relacionados a intrusivos que también pueden asignarse a la categoría oxidada de Tipo I son el depósito hospedado en brecha de Kingston en Queensland, Australia asociado a un pórfido con mineralización de Mo y el stockwork aurífero con F- y Te del depósito Zortman-Landusky, Montana, USA, en una sienita porfírica.

En marcado contraste el depósito de oro de Vasilkovskoye junto con otros sheeted veins de cuarzo y depósitos en stockwork, caracterizados por alteración K-silicificada y sericitica, en Mokrsko en la república Checa, Fort Knox en Alaska, USA y Omai en Guyana parecen asociarse con intrusivos calcoalcalinos o alcalinos **Tipo I más reducidos** (Ej. Thompson et al., 1995; Crepeau et al., 1996). Como consecuencia aparente estos depósitos contienen W (como scheelita), Bi, As y/o Sb en vez de Cu, Zn y/o Pb. Intrusivos moderadamente reducidos de Tipo I están también relacionados a skarns de Au (-As-Bi-Te), tales como Fortitude en Nevada, USA (Meinert, 1993).

La mayoría de estos depósitos metálicos están ligados a rangos relativamente restringidos de composiciones de intrusivos, con la obvia excepción del Au. El Au parece adoptar ya sea una asociación calcófila (Cu, Mo, Ag, Zn, Pb) o litófila (W, Mo, Bi) y constituye

depósitos mayores en o alrededor de intrusiones que varían entre riolitas calcoalcalinas a basaltos-gabros alcalinos y que pueden poseer variados estados de redox.

### **Factores determinantes de la metalogénesis andina**

La revisión anterior de Sillitoe (1996) permite visualizar claramente porque en Los Andes chilenos tenemos una mineralización principalmente de metales calcófilos Cu, Mo, Ag, Au, Zn, Pb. Estos son metales que se asocian típicamente a magmas calcoalcalinos o alcalinos y oxidados derivados de una fuente ígnea máfica subcortical (granitoides de Tipo I o de la Serie de Magnetita). Este es el tipo de magmas lejos dominante en arcos magmáticos cordilleranos como son Los Andes donde se originan por fusión parcial de materiales máficos de la cuña de manto astenosférico sobre la placa en subducción (James et al., 1975; Dostal et al., 1977; Hawkesworth, et al., 1979; Pearce, 1983; Harmon et al., 1984; Thorpe et al., 1984). La fusión parcial del manto es inducida por el flujo de fluidos derivados de la deshidratación de la placa oceánica en subducción (y un grado bajo de fusión parcial de la misma) hacia las rocas astenosféricas sometidas a altas presiones y temperaturas. Solo en posiciones de trás-arco donde se producen fajas de rocas plegadas y fallamiento inverso existen condiciones para la fusión de corteza y se generan granitoides peraluminosos con mineralización de Sn (W) como en Bolivia y sureste del Perú.

Una característica distintiva de magmas graníticos generados en zonas de subducción es que ellas contienen varios % de “agua” desde etapas tempranas de su desarrollo (Burnham y Ohmoto, 1980; Burnham, 1981; Ishihara, 1985; Whitney, 1988). El agua aumenta significativamente la solubilidad de compuestos metálicos en magmas en comparación con magmas secos de la misma composición. Burnham (1981) destacó que esta es probablemente la razón porqué muchos depósitos metálicos están asociados a granitoides en cadenas orogénicas formadas en márgenes convergentes como Los Andes.

Burnham (1979, 1981) mostró que el contenido de H<sub>2</sub>O en magmas félsicos es determinante de la capacidad de magmas félsicos para generar depósitos hidrotermales. Los magmas que contienen menos de 2 % en peso de H<sub>2</sub>O son relativamente ineficientes para concentrar metales y azufre en sus rocas fuentes (manto) y para liberar una significativa fase acuosa en el lugar de emplazamiento para producir procesos hidrotermales. Por el contrario, magmas que tengan 3 a 4 % en peso de H<sub>2</sub>O en el manto, o 6 % en peso H<sub>2</sub>O en la corteza inferior, son incapaces de alcanzar niveles epizonales (poco profundos) de la corteza antes de cristalizar completamente. Esto significa que el rango de % en peso de H<sub>2</sub>O óptimo es muy restringido para poder generar depósitos hidrotermales **mayores** (cualquier magma hidratado puede producir alguna actividad hidrotermal, pero para producir depósitos mayores es esencial contar con el contenido óptimo de agua). Esta probablemente es la razón porque los depósitos mayores son características anómalas a pesar de la asociación común de metales con granitoides en ambientes cordilleranos (Burnham, 1981).

El porcentaje de agua en el magma fue también utilizado por Gustafson (1979) para explicar la formación de pórfidos cupríferos, haciendo hincapié, además, en el rol del CO<sub>2</sub>,

el que ciertamente tiene (junto con otros volátiles magmáticos) un rol en la génesis de mineralización. La formación de depósitos minerales asociados a magmatismo requiere que se produzca la separación de una fase fluida a partir del magma y la solubilidad del agua en magmas depende poco de la temperatura, pero mucho de la presión, disminuyendo drásticamente a presiones  $<3$  Kb (Burnham, 1979; Burnham y Ohmoto, 1980). Es decir que la liberación de fluidos y el desarrollo de actividad hidrotermal es más probable que ocurra a niveles someros de la corteza ( $<10$  Km; Burnham, 1979).

Algunos autores (Ej. Hollister, 1978; Titley, 1981; Kutina, 1998) han sugerido que las fallas mayores en el basamento, activadas por alzamiento tectónico, son importantes para la mineralización ya que permiten el acceso rápido para los magmas porfíricos a niveles corticales someros. El ascenso de magmas es un proceso complicado y pobremente comprendido, pero modelos recientes como el de Saint Blanquat et al. (1998) parecen confirmar que existe una estrecha relación entre deformación tectónica y magmatismo, específicamente en condiciones de transpresión. Una compresión tectónica produce un gradiente de presión que permite el rápido ascenso de magmas por fracturamiento hidráulico a niveles someros (en oposición a un lento ascenso diapírico en zonas de distensión regional). Este ascenso acelerado de magmas a niveles corticales se concentre en zonas tensionales o transtensionales locales dentro de fallas corticales profundas. Esto indica que probablemente no es casualidad que las fajas más importantes de pórfidos cupríferos chilenos (Paleoceno - Eoceno Inferior, Eoceno Superior – Oligoceno Inferior, Mioceno Superior – Plioceno Inferior) se formaron inmediatamente después de la ocurrencia de las etapas de deformación compresiva Peruana, Incaica y Quechua en Los Andes Centrales y particularmente en el caso de los depósitos del Eoceno Superior – Oligoceno Inferior se localicen dentro del dominio de un sistema de falla mayor como es el Sistema de Falla de Domeyko. Consecuentemente, existe una fuerte interrelación entre deformación compresiva, estructuras, magmatismo y mineralización.

Existen grupos distintivos de metales que se asocian a granitoides de acuerdo al estado de oxidación de magmas tal como lo destaca Sillitoe (1996). Esto es el producto de la fugacidad de oxígeno durante la cristalización magmática (Ishihara, 1980; 1981; 1985). La fugacidad de oxígeno regula la partición del azufre disuelto en el sistema magma-fase fluida. El azufre es disuelto en magmas hidratados en el tetraedro de sílice como ión bisulfuro ( $\text{SH}^-$ ) y está presente como  $\text{H}_2\text{S}$  o  $\text{SO}_2$  en la fase fluida (Burnham, 1979; Burnham y Ohmoto, 1980). Como el  $\text{SO}_2$  es varios ordenes de magnitud menos soluble que el  $\text{H}_2\text{S}$  en magmas, si la fugacidad de oxígeno sube (a una presión dada) entonces la cantidad de  $\text{SO}_2$  aumenta relativo a  $\text{H}_2\text{S}$  resultando en el incremento del coeficiente de partición de azufre hacia la fase fluida. Al ser fraccionado el azufre a la fase fluida en condiciones de alta fugacidad de oxígeno la fase acuosa tendrá probablemente más tendencia a formar depósitos de sulfuros de metales calcófilos (Cu, Mo, Ag, Pb, Zn, Au), mientras que en magmas reducidos gran parte del azufre se particionará en el magma aumentando la tendencia de las fases fluidas de formar óxidos de metales litófilos (Sn, W, Be, Nb, Ta, Th).

### **Conclusiones Respecto a la relación entre granitos y mineralización** (de Sillitoe, 1996)

Esta revisión demuestra que un amplio espectro de depósitos metálicos es producto directo de la concentración de metales durante el fraccionamiento magmático y los procesos hidrotermales subsecuentes. La **química magmática** y consecuentemente **el marco tectónico y la fuente del magma** determinan el amplio recurso metálico, pero no aseguran la formación de depósitos, con la excepción de depósitos metálicos formados directamente por cristalización magmática. Los procesos físico-químicos que ocurren a partir de la exsolución y evolución de fluidos magmáticos controlan la formación de menas, y sobre todo el tamaño y contenido metálico de los depósitos resultantes. La separación temprana de grandes volúmenes de fluido magmático a partir de magmas ricos en Cl emplazados a poca profundidad parece favorecer la eficiencia de la génesis mineral.

Depósitos relacionados a granitos incluyen a los ejemplos mayores en el mundo de Cu, Mo, Au, W, Sn, Ta y U además de una variedad de esos y otros metales. Los depósitos varían en edad entre el Arcaico y el Cenozoico con mayor abundancia de los últimos.

### **TRABAJOS E INTERPRETACIONES METALOGÉNICAS PREVIAS DE LOS ANDES**

El antiguo concepto del *Geosinclinal Andino* y del *ciclo geotectónico*, basados en la teoría geosinclinal para el origen de las cadenas montañosas influenció fuertemente las primeras interpretaciones de la metalogénesis andina. Consecuentemente, en ellas se intentó ubicar la mineralización metálica dentro de etapas de ciclos geotectónicos clásicos más que buscar una causal genética primaria de la misma (Stoll, 1964, 1965). Por otra parte, no ha habido un criterio uniforme para la definición de las unidades metalogénicas básicas (espaciales y temporales), de modo que en los distintos trabajos se han separado provincias y épocas metalogénicas que no son equivalentes o comparables entre sí. Así, por ejemplo, el trabajo pionero de Ruiz y Ericksen (1962) presentó una clasificación genético-paragenética de los yacimientos de Chile y discutió su distribución espacial, identificando seis áreas con mineralización caracterizada por un metal individual o una determinada asociación de metales; éstas áreas incluían depósitos poliparagenéticos y fueron denominadas *provincias metalogénicas de cobre, hierro, oro, plomo-zinc-cobre, plata y manganeso* respectivamente.

El enfoque en el trabajo posterior de Ruiz et al. (1965) fue bastante diferente, ya que se incluyó el norte de Chile en una "*Provincia Metalogénica del Geosinclinal Andino*" (polimetálica y poliparagenética) y se distinguió en ella, una serie de sub-provincias, franjas o lineamientos monoparagenéticos de depósitos metalíferos. Ruiz et al. (1965) no determinaron épocas metalogénicas propiamente tales, pero le asignaron edades a la mineralización metálica principal por asociación con etapas de la evolución del "*Geosinclinal Andino*".

Por su parte, Stoll (1964, 1965) distinguió, en Chile, una sola provincia metalogénica a la que denominó *Faja Cuprífera Chilena (Chilean Copper Belt)*, en la cual predomina la

mineralización de cobre, pero es de carácter polimetálico y poliparagenético (en este sentido, comparable a la Provincia Metalogénica del Geosinclinal Andino de Ruiz et al., 1965). Stoll asignó la mineralización chilena al lapso del Jurásico al Eoceno, pero señaló que la más importante sería *Larámica* (Cretácico Superior - Paleoceno).

Petersen (1970), a pesar de titular su trabajo “*Provincias Metalogénicas en Sudamérica*”, no definió provincias metalogénicas propiamente tales, sino que discutió la distribución espacial de los yacimientos de los distintos elementos metálicos a nivel continental. Este autor tampoco discutió mayormente la edad de los depósitos (que en la época era poco conocida) y su principal contribución fue la de describir una **zonación de yacimientos** en franjas longitudinales, que llegaría a considerarse típica en los Andes Centrales. Esta zonación consiste en la presencia de una franja de hierro adyacente a la costa, seguida por una franja cuprífera tierra adentro, una franja central de plomo-zinc y, finalmente, una franja oriental de estaño. La no persistencia, a lo largo de toda la cadena andina, de la zonación-tipo transversal fue atribuida por Petersen al efecto del nivel de erosión alcanzado en distintos sectores a lo largo de esta cadena montañosa y el contenido metálico de los fluidos hidrotermales se supuso determinado por la cantidad de metales en forma de elementos traza en las rocas de caja.

El advenimiento de la tectónica de placas derribó la mayor parte de los conceptos geotectónicos y metalogénicos desarrollados bajo la perspectiva geosinclinal y condujo a la búsqueda de explicaciones alternativas para la zonación regional de yacimientos andinos descrita por Petersen (1970) y a relacionarla directamente con los procesos de subducción a profundidad en una hipótesis dinámica que unificara magmatismo y metalogénesis (Sillitoe, 1972; Sawkins, 1972; Guild, 1972). Producto de ello surgió el popular concepto metalogénico del “*Geostill*”, hipótesis que sugería que la corteza oceánica en subducción, con su cubierta de sedimentos metalíferos, sufría fusión parcial y generaba magmas calcoalcalinos con contenidos metálicos y fluidos que ascendían, dando origen tanto a las rocas ígneas intermedias huéspedes, como los depósitos hidrotermales asociados típicos de terrenos cordilleranos (una especie de “destilación” fraccionada). El concepto *Geostill* deriva esencialmente de los trabajos de Sillitoe (1972, 1972b) y supone la extracción selectiva de distintos metales de la corteza oceánica y de sedimentos metalíferos saturados en agua de mar, debido a fusión parcial por el aumento progresivo de presión y temperatura durante la subducción. La extracción selectiva de los metales a distintas profundidades durante la subducción explicaba la zonación-tipo transversal de metales en Los Andes (Sillitoe, 1972; Sawkins, 1972; Guild, 1972).

A partir del *Geostill* se elaboraron otros modelos que utilizan el mismo concepto general, pero hacen énfasis en la liberación a diferentes profundidades en la zona de subducción de ciertos elementos que serían relevantes para la mineralización relacionada a arcos magmáticos en zonas de convergencia, tales como halógenos (Cl, F; Michell y Garson, 1972) o de H<sub>2</sub>S (Oyarzún y Frutos, 1974).

Estudios posteriores mostraron que el *Geostill* no es más que una sobre-simplificación de procesos metalogénicos bastante más complejos (Ej. Burnham, 1981). En efecto, los depósitos metálicos que definen la zonación metálica transversal a la cadena andina son

significativamente diacrónicos y la supuesta zonación-tipo observada en el sur del Perú, no se mantiene en otros sectores de los Andes, lo cual no puede ser atribuido exclusivamente al rol de la erosión. Además, la evolución de las ideas respecto al origen de los magmas en las zonas de subducción, que señalan al manto litosférico como su fuente principal en zonas de convergencia de placas y no en la placa oceánica subductada, además de consideraciones físico-químicas respecto al rol de los fluidos en condiciones magmáticas (Burnham, 1979, 1981), hicieron que el popular concepto *Geostill* dejara de considerarse válido para los Andes Centrales (Zentilli, 1975; Clark et al., 1976).

Zentilli (1974, 1975) realizó un estudio metalogénico de la Región de Atacama (26°-29°S), donde comprobó que los yacimientos metalíferos se distribuyen en franjas longitudinales a las que denominó *subprovincias metalogénicas*; a estas últimas les dio una connotación cronológica apoyándose a un conjunto de dataciones radiométricas K-Ar. De oeste hacia el este éstas son:

- **Subprovincia metalogénica jurásica:** que incluye vetas de cobre en plutones y depósitos estratoligados de cobre en lavas.
- **Subprovincia metalogénica cretácica:** que incluye vetas de cobre, hierro, apatita, oro, plata y manganeso, así como skarn cupríferos, yacimientos mayores de hierro y depósitos estratoligados de manganeso, cobre, plata y hierro.
- **Subprovincia metalogénica paleocena:** que incluye vetas de oro, plata y cobre, así como chimeneas de brechas cupríferas.
- **Subprovincia metalogénica del Eoceno Superior-Oligoceno Inferior:** que incluye depósitos mayores de tipo pórfido cuprífero.
- **Subprovincia metalogénica y centros neógenos:** que incluye mineralización de oro-plata-cobre y depósitos de azufre nativo.

Este autor destacó, además, la importancia de los procesos supérgenos de enriquecimiento, los cuales asignó al Eoceno-Oligoceno (?) y señaló que podrían ser considerados como una “**época metalogénica supérgena**”. Entre sus conclusiones más importantes indicó que la zonación mineral observada no coincide con la zonación tipo descrita por Petersen (1970), existiendo en el segmento andino estudiado una especialización recurrente de mineralización cuprífera, que no puede ser explicada satisfactoriamente por el nivel de erosión alcanzando o por procesos de destilación selectiva, relacionados con la subducción de litosfera oceánica bajo el margen continental Sudamericano. Por lo tanto, consideró que la zonación mineral en subprovincias metalogénicas, paralelas a la costa, refleja la evolución magmática, tectónica y geomorfológica de la región, caracterizada por la existencia de arcos volcano-plutónicos longitudinales relacionados con la subducción de corteza oceánica bajo el borde continental sudamericano, los que migraron, sistemáticamente, hacia el este desde comienzos del Mesozoico hasta el Plioceno.

Ericksen (1975, 1976) definió una “*Provincia Metalogénica Andina*”, la cual incluye a toda esta cadena montañosa y distinguió en ella cinco subprovincias longitudinales de hierro, cobre, polimetálica de metales base y plata, estaño y oro. La distribución de estas subprovincias coincide esencialmente con la zonación mineral descrita por Petersen (1970).

Este autor destacó la relación espacial y genética de los yacimientos con plutones, intrusiones subvolcánicas y volcanitas de carácter calco-alcalino, lo que consideró indicativo de una zona de subducción activa al menos desde el Triásico. La decreciente edad de oeste a este que muestran las rocas ígneas y yacimientos metálicos desde inicios del mesozoico, la atribuyó ya sea a la lenta migración de la zona de subducción hacia el este, “a la generación cada vez más profunda de los magmas”, a una disminución del ángulo de subducción o a una combinación de estas posibilidades.

Sillitoe (1976) distinguió en los Andes Centrales, cinco *Franjas Metalogénicas* longitudinales, las que de oeste a este, corresponden a la de Fe, Cu (Mo-Au), Cu-Pb-Zn, Ag, Cu-Fe y Sn (W-Ag-Bi). Este mismo autor indicó que las referidas franjas terminan o cambian sus características en límites tectónicos transversales de acuerdo con la segmentación tectónica descrita en Sillitoe (1974). La distribución de los yacimientos en franjas la atribuyó a que la liberación de las distintas combinaciones de metales ocurrió progresivamente a mayor profundidad, en una zona de subducción “estable de bajo ángulo”.

Oyarzún (1985a, b), en una extensa revisión de la geología y metalogénesis andina, distingue en los Andes, cuatro *Provincias Metalogénicas*: Fe (P), Cu (Mo-Au), Cu-Pb-Zn-Ag y Sn (W-Ag-Bi), las cuales son, esencialmente, las mismas que Sillitoe (1976) denominara *Franjas Metalogénicas*. Oyarzún (1985b) destacó el hecho que una parte importante de la mineralización andina está directamente relacionada con magmatismo calcoalcalino asociado a la subducción de corteza oceánica bajo el borde del continente sudamericano. La zonación metálica transversal de los Andes la explicó en términos de condiciones de oxidación de los magmas calcoalcalinos y de la consecuente distribución regional de elementos “aniónicos”. Este autor asignó también un rol a la evolución paleogeográfica para explicar la mineralización de Pb, Zn, y Ag, así como el reciclaje de materiales ígneos, el cual sería responsable de la “*maduración*” metalogénica de la cadena que habría culminado en el Terciario, entendiéndose por esto último etapas múltiples de concentración o reconcentración de elementos metálicos en la corteza, siguiendo las ideas de Routhier (1980; concepto de “*herencia*” metalogénica).

Frutos y Pincheira (1985) señalaron que la metalogénesis andina fue controlada “*por el emplazamiento relativo de la cuenca geosinclinal y la consiguiente actividad magmática asociada*”, vinculando la mineralización cuprífera con “*facies eugeosinclinales*” y la polimetálica, con “*ambientes miogeosinclinales*”. Estas hipótesis reflejan una fuerte influencia de la teoría geosinclinal ya en desuso y ya fueron impugnadas por Zentilli (1975). Además, Frutos y Pincheira (1985) mencionaron la existencia de dos tipos de zonación metálica en Los Andes, una transversal resultante “*del grado de evolución de la cadena, el grosor cortical y la profundidad de generación de los magmas*” y una longitudinal, la cual reflejaría “*el grado de evolución geológica de la cadena y la herencia metalogénica de cada sector*”.

Ruiz y Peebles (1988), en un trabajo enfocado, esencialmente, en la descripción de los principales yacimientos metalíferos chilenos, mantuvieron la separación de provincias metalogénicas presentada en Ruiz et al. (1965).

En la carta metalogénica de la Región de Antofagasta (Boric, et al., 1990) se presenta una subdivisión en 3 *franjas metalogénicas* coincidentes con las unidades geomorfológicas principales de la región. Distinguen el desarrollo de sucesivos arcos magmáticos desde el Jurásico, los que migraron sistemáticamente hacia el continente (hacia el este) en forma de saltos precedidos por etapas de deformación compresiva. Los depósitos metalíferos mayores de Antofagasta se formaron en tres Epocas Metalogénicas, siendo la más relevante la del Eoceno Superior - Oligoceno, durante la cual se formaron los yacimientos mayores, de tipo pórfido cuprífero (Chuquicamata, La Escondida, Collahuasi, etc.) a lo largo de la Cordillera de Domeyko. Le siguen en importancia la del Jurásico Superior, durante la cual se originaron los numerosos depósitos estratoligados y vetiformes de cobre en la Cordillera de La Costa y la del Paleoceno, en la que se formaron importantes depósitos epitermales de plata y oro, así como pórfidos cupríferos y chimeneas de brecha cupríferas.

Boric et al. (1990) destacaron entre las características metalogénicas de la Región de Antofagasta, la marcada especialización y recurrencia de la mineralización cuprífera en distintas épocas y franjas metalogénicas. Esta recurrencia de mineralización cuprífera se atribuye en primer término a la repetición de condiciones geotectónicas de generación magmática en la zona de subducción y luego controlada por los procesos asociados a las etapas finales del magmatismo félsico en las condiciones geológicas específicas de cada arco magmático.

La revisión anterior muestra claramente que existe gran disparidad de criterios utilizados por los diversos autores en sus enfoques metalogénicos de Los Andes Chilenos, por lo que el intento de establecer comparaciones o equivalencias entre las distintas unidades metalogénicas definidas es fútil. Sin embargo, se observa claramente una evolución de los modelos metalogénicos desde aquellos que relacionaban dogmáticamente la mineralización metálica andina a etapas de ciclos orogénicos de un geosinclinal, hasta modelos dinámicos que consideran que la mineralización está íntimamente ligada en su origen al magmatismo asociado con la convergencia activa de placas litosféricas en Los Andes Chilenos.

## **SINTESIS GEOLOGICA LOS ANDES DEL NORTE DE CHILE**

Las características geológicas de Los Andes del norte de Chile fueron determinadas por el marco tectónico de margen continental activo instaurado desde comienzos del Mesozoico. Se destaca el desarrollo durante el Mesozoico y Cenozoico de arcos magmáticos volcanico-plutónicos, los que migraron sistemáticamente en tiempo y espacio hacia el interior continental (hacia el este). La migración del frente magmático ocurrió en forma de saltos discretos siguiendo eventos de deformación compresiva de la corteza continental, de modo que la deformación tectónica también migró en el tiempo hacia el interior del continente (Boric et al., 1990). Los eventos deformativos a su vez son correlacionables con etapas mayores de reestructuración del sistema de placas (Hervé et al., 1987). En la evolución geológica andina se reconocen dos períodos principales: 1) desde el Jurásico hasta el Cretácico Superior cuando existió un arco magmático flanqueado por el oriente por una

cuenca de tras-arco y 2) a partir del Cretácico Superior en que se desarrollaron arcos magmáticos sin desarrollo de cuencas y localmente flanqueados por el oriente por fajas de rocas plegadas y falladas.

El basamento sobre el que se construyó la cadena andina del norte de Chile corresponde principalmente a un prisma de acreción formado durante el Paleozoico Superior a Triásico Inferior en el borde del supercontinente de Gondwana y un arco magmático, ambos ligados a subducción (Mpodozis y Ramos, 1990). Aun cuando existen rocas del basamento ligadas genéticamente un arco magmático y existen ejemplos de pórfidos cupríferos paleozoicos en Argentina (Sillitoe, 1977) y pórfidos cupríferos del Pérmico – Triásico en el norte de Chile (ver más adelante), en general las rocas del basamento pre-andino en general presentan limitada mineralización metálica y de poco valor económico. Esto quizás podría atribuirse a un nivel de erosión relativamente profundo (no preservación de los depósitos) más que a la ausencia de procesos mineralizadores significativos en el Paleozoico Superior, aunque existen evidencias de preservación de niveles altos de algunos sistemas que sugieren más bien que la erosión juega un rol metalogénico secundario.

El Triásico Medio a Superior representa una etapa de transición entre la paleogeografía imperante en el Paleozoico Superior Triásico Inferior y la que dominaría a partir del Jurásico. La paleogeografía de este período de transición se relaciona al desarrollo de una serie de cuencas aisladas o grabens limitados por fallas normales; estas estructuras estarían ligadas al amplio tectonismo extensional que precedió la ruptura del supercontinente de Gondwana. En las cuencas triásicas existen depósitos clásticos continentales (Fms. La Ternera, San Felix, Las Breas) depósitos sedimentarios marinos en la Cordillera de la Costa y Cordillera de Domeyko (Fm. Cifuncho y Estratos del Cerro Minado) y rocas volcánicas andesíticas y basálticas (Estratos de Cerro Guanaco).

En la zona correspondiente a la Cordillera de la Costa del norte de Chile durante el Jurásico y Cretácico Inferior se estableció un arco magmático el que se caracterizó por la efusión de una potente secuencia volcánica calco-alcalina a calco-alcalina rica en potasio (Rogers y Hawkesworth, 1989) con etapas iniciales de afinidades toleíticas (Pichowiak et al., 1989) y extensos batolitos dioríticos a granodioríticos y muchos plutones menores de naturaleza calco-alcalina (Marinovic et al., 1995). El basamento de este arco está compuesto por rocas metasedimentarias del Devónico a Carbonífero, rocas intrusivas graníticas del Carbonífero a Triásico (Boric et al., 1990) y en menor proporción por rocas metamórficas probablemente del Cámbrico, como las presentes en la península de Mejillones (Díaz et al., 1985; Damm et al., 1986). La pila volcánica relacionada al arco del Jurásico a Cretácico Inferior (6.800 a >7.000 m de potencia) está compuesta por andesitas basálticas, basaltos, andesitas y dacitas representadas básicamente por las formaciones La Negra y Aeropuerto en la II Región, formación Bandurrias en la III Región y formaciones Arqueros y Quebrada Marquesa en la IV Regiones. Estas rocas volcánicas típicamente muestran alteración regional caracterizada por cantidades variables de minerales secundarios tales como: epidota, clorita, calcita, cuarzo, zeolitas, albita, sericita, prehnita, pumpellita y actinolita. Estos minerales de alteración se concentran en las porciones fracturadas, brechosas y amigdaloidales de los flujos de lava y rocas piroclásticas asociadas, pero sus texturas primarias y estructura se preservan. Esta alteración regional de las rocas volcánicas del

Jurásico a Cretácico Inferior ha sido interpretada como un metamorfismo de bajo grado (Losert, 1973, Palacios, 1977) y atribuido a metamorfismo de carga (facies zeolita a esquistos verdes) en Chile central (Levi, 1970, Aguirre et al., 1978, Levi et al., 1989) y en Perú occidental (Offler et al., 1980), aunque el mismo fenómeno también se puede atribuir al emplazamiento de extensos batolitos y liberación de fluidos dentro de la pila volcánica (Losert, 1974).

La mayor parte de las volcanitas jurásicas y neocomianas fueron eruptadas en condiciones subaéreas, pero intercalaciones sedimentarias marinas y localmente pillow lavas indican un ambiente de depositación más o menos a nivel del mar, por lo que la extrusión de las volcanitas debe haber sido acompañada de una considerable subsidencia, probablemente relacionada a un marco tectónico extensional de todo el sistema de arco al menos durante el Jurásico (Grocott et al., 1994; Dallmeyer et al., 1996). Las determinaciones de edades radiométricas indican que en el período comprendido de 200 a 110 Ma enormes batolitos costeros intruyeron la potente secuencia volcánica del Jurásico a Cretácico Inferior. Dallmeyer et al. (1996) basado en dataciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de plutones y enjambres de diques postuló episodios alternados de plutonismo y volcanismo. El mismo autor concibió un modelo de arco magmático en extensión en cual los batolitos se habrían emplazado por acumulación de magma dentro de rampas en sistemas de fallas extensionales dentro del arco durante períodos de distensión y habría volcanismo dominante durante los períodos con menor distensión dentro del arco. Muchos stocks pequeños, enjambres de diques y sills de diorita o gabro intruyen las volcanitas del Jurásico y a los batolitos costeros, algunos de estos han sido interpretados como alimentadores del volcanismo relacionado al arco (Espinoza y Palacios, 1982).

El desarrollo del arco magmático del Jurásico a Cretácico Inferior fue acompañado por el desarrollo de una cuenca de atrás-arco (Cuenca de Tarapacá; Mpodozis y Ramos, 1990). Las secuencias de atrás-arco están preservadas como una faja de rocas sedimentarias marinas y continentales expuestas 70 a 110 Km al este del arco en la II Región (Reutter y Scheuber, 1988), extendiéndose hacia el sur por la porción media de Chile y engranando con las rocas volcánicas hacia el occidente (Ej. engrane entre Formación Bandurrias y el Grupo Chañarcillo). La cuenca de atrás-arco tiene esencialmente depósitos sedimentarios al norte de los 27° Lat. S. (Cuenca de Tarapacá). En contraste al sur de los 27° Lat. S y al menos hasta los 35° Lat. S existen extensos depósitos volcánicos andesíticos y basálticos del Cretácico dentro de la cuenca con algunas intercalaciones sedimentarias. Estos depósitos se han interpretado como el resultado de la evolución de la cuenca de atrás-arco hacia una cuenca marginal ensialica o “abortada” en el sentido que se desarrolló sobre corteza continental estirada y adelgazada, pero no alcanzó a desarrollar corteza oceánica. Las rocas volcánicas de esta cuenca marginal ensialica se interdigitan hacia el este con una estrecha plataforma de rocas carbonatadas y sedimentarias (Plataforma de Aconcagua). Una situación similar existe en Perú Central donde la formación Puente de Piedra del Cretácico fue interpretada por Atherton et al. (1983) como una cuenca marginal ensialica, en base a su litología y petroquímica. Lo anterior implica que si bien en Los Andes Centrales durante el Jurásico y Cretácico Inferior se mantuvo un esquema general de par arco magmático – cuenca de tras arco existía una segmentación tectónica que se refleja mayormente en la naturaleza de los depósitos de la cuenca de atrás-arco.

La contracción y emersión del sistema de cuenca de atrás-arco ocurrió desde el Albiano a Santoniano como resultado de las etapas de deformación compresiva Mochica y Peruana que afectaron masivamente a todos los Andes (Megard, 1987; Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1990). Las deformaciones compresivas del Cretácico Medio y Superior introdujeron cambios mayores a la paleogeografía del norte de Chile, produciendo el plegamiento y alzamiento de las unidades estratificadas pre-existentes, particularmente los estratos sedimentarios del Jurásico y Cretácico Inferior. La compresión que afectó a todos Los Andes se correlaciona con un aumento de las razones de expansión oceánica entre Africa y América del Sur alrededor de los 100 Ma (Larson y Pitman, 1972) y un cambio contemporáneo en el polo de rotación de América del Sur respecto a Africa (Dalziel, 1986).

Las rocas intrusivas y volcánicas del Jurásico a Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa del norte de Chile están cortadas por el **Sistema de Falla de Atacama**. Este es un sistema de falla mayor que se extiende a lo largo de la Cordillera de la Costa por alrededor de 1.100 Km desde los 20°30' hasta los 29°45' (Mpodozis y Ramos, 1990, Scheuber y Reutter, 1992, Brown et al., 1993). El sistema de falla se originó durante el desarrollo del arco como un sistema de falla transcurrente sinistral ligado a subducción (trench-linked fault system). Este sistema de fallas acomodó un componente de cizalle producto de la subducción oblicua entre las placas Aluk (Phoenix) y Sudamericana desde el Jurásico Superior y durante el Cretácico Inferior con el desarrollo de milonitas dúctiles (zonas de cizalle), con reactivaciones frágiles posteriores durante el Cenozoico con desplazamientos normales y de transcurrentes menores documentados (Naranjo et al., 1984; Hervé, 1987; Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y Reutter, 1992; Armijo y Thiele, 1990; Brown et al., 1993; Reijs y McClay, 1998). Durante el Cretácico Inferior a lo largo de la Cordillera de la Costa de Antofagasta está documentada la exhumación de milonitas al sur de Antofagasta (Scheuber y Andriessen, 1990) y al mismo tiempo subsidencia en la cuenca de “pull-apart” de El Way (Maksaev, 1990), lo que indica que se produjeron simultáneamente zonas de transtensión y transpresión a lo largo de esta estructura regional durante el Cretácico Inferior, lo que es típico en sistemas de fallas transcurrentes (Ej. Cembrano et al., 1997).

También se ha postulado una zona de falla que limitaría por el oriente la Cordillera de la Costa del Norte de Chile. Esta zona de falla denominada “Central Valley Shear Zone” (Randall et al., 1996) la que habría sido una falla transcurrente sinistral maestra y explicaría la rotación en el sentido horario de bloques de la Cordillera de la Costa determinado por análisis de paleomagnetismo. La rotación de los bloques corticales en la Cordillera de la Costa del Norte de Chile no es explicable solo por la existencia de la zona de Falla de Atacama, puesto que se han medido rotaciones en el sentido horario de 25° que sugieren una tectónica de fallas en dominó. Si bien la ubicación de la hipotética falla o zona de falla corresponde al límite occidental de la Depresión Intermedia, por tanto cubierta por depósitos aluviales, su posición corresponde al límite occidental de la cuenca de atrás-arco del Jurásico y Cretácico en el norte de Chile, la cual de todas maneras debe haber correspondido a un sistema de fallas extensionales, las que pueden haberse reactivado como de cizalle durante el Cretácico.

Las rocas volcánicas y plutónicas relacionadas al arco del Jurásico en el norte de Chile hospedan muchos depósitos de cobre y constituyen un distintivo metalotecto cuprífero. Los cuerpos mineralizados más significativos son los depósitos estratoligados de cobre hospedados por las rocas volcánicas del Jurásico (Ej. Mantos Blancos, Buena Esperanza, Michilla y Santo Domingo; Boric et al., 1990) y sistemas de vetas cupríferas de rumbo NE a ENE hospedadas por intrusivos dioríticos-granodioríticos (Ej. Minita-Despreciada, Toldo-Velarde, Naguayán-Desesperado, Montecristo; Boric et al., 1990; Vivallo y Henríquez, 1998). También existe un dominio de la mineralización cuprífera en el arco magmático del Cretácico Inferior y éste hospeda depósitos estratoligados de cobre en la zona central de Chile (Ej. El Soldado, Lo Aguirre, Cerro Negro, Talcuna), pero la mineralización del Cretácico Inferior es más variada incluyendo el pórfido cuprífero de Andacollo con depósitos de oro periférico (Reyes, 1991; Oyarzún et al., 1996), depósitos de skarn cupríferos (Distritos Cabildo, Punta del Cobre, Cerro Campana), mineralización de hierro en el dominio de la Zona de Falla de Atacama en la III y IV Regiones.

El origen de la mineralización estratoligada de cobre ha sido controvertido desde hace tiempo. Los depósitos estratiformes fueron considerados primero como singenéticos y de origen volcánico exhalativo (Ruiz et al., 1965, 1967; Stoll, 1965), pero hoy su origen epigenético es ampliamente aceptado, debido al descubrimiento subsecuente de cuerpos de mena discordantes, la relación espacial con stock, diques y sills del Jurásico Superior con los cuerpos mineralizados en la Cordillera de La Costa de Antofagasta, y la significativa alteración hidrotermal (albita, clorita, cuarzo, sericita, calcita, esfena, escapolita, anatasa) asociada con la mineralización diseminada de sulfuros ricos en cobre (calcosina, bornita) dentro de las rocas volcánicas (Palacios y Definis, 1981, 1981b; Dreyer y Soto, 1985, Roquera, 1987, Espinoza et al., 1996). Todavía persisten dos hipótesis básicas para el origen de estos depósitos de Cu hospedados por rocas volcánicas: a) origen diagenético-metamórfico (Losert, 19973, Sato, 1984) y b) origen hidrotermal relacionado a intrusivos subvolcánicos (Espinoza, 1981, 1982, Chavez, 1985, Palacios, 1986, Espinoza et al., 1996). Las edades Cretácicas de trazas de fisión de apatitas de la Cordillera de la Costa de Antofagasta obtenidas por Maksaev (1990) implican que las rocas ígneas relacionadas al arco se enfriaron rápidamente y que probablemente nunca existió una cubierta suficiente para que se rejuvenecieran las edades de trazas de fisión en apatita, lo cual hace altamente improbable la ocurrencia de metamorfismo de carga y de procesos mineralizadores ligados a este proceso como responsables de la mineralización cuprífera. Consecuentemente, es más probable un origen hidrotermal de los depósitos, aunque es factible que en el proceso mineralizador hayan participado tanto fluidos de derivación magmática primaria mezclados con fluidos derivados de procesos metamórficos de deshidratación de la secuencia volcánica alterada por efecto térmico del emplazamiento de batolitos del Jurásico Superior dentro de la secuencia volcánica. Esto es consistente con el modelo de arco extensional concebido por Dallmeyer et al. (1996) en el cual grandes plutones se habrían emplazado dentro de sistemas de fallas extensionales dentro del arco magmático. Cabe destacar, que los datos radiométricos indican que la mineralización estratoligada de la cordillera de Antofagasta ocurrió en el Jurásico Superior (Vivallo y Henríquez, 1998) precediendo la actividad transcurrente sinistral del Sistema de Falla de Atacama.

A pesar que la mineralización cuprífera domina en las rocas ígneas asociadas al arco magmático del Jurásico a Cretácico Inferior, los pórfidos cupríferos son raros (solo Andacollo y algunos prospectos subeconómicos). En contraste los pórfidos cupríferos son los depósitos económicamente más importantes asociados a las rocas ígneas de los arcos magmáticos más jóvenes en el norte de Chile.

En el Cretácico Medio (~Albiano) la cuenca de tras-arco emergió por los primeros movimientos compresivos que afectaron al borde continental activo (fase Mochica de Megard, 1987) y principalmente en el Cretácico Superior (~Senoniano) una fuerte compresión (fase Peruana o Sub-hercínica; Coira et al., 1982) produjo plegamiento y fallamiento de las secuencias estratificadas depositadas previamente en la cuenca transformándola en un área positiva (proto-cordillera de Domeyko; Mpodozis y Ramos, 1990). Esto representa un cambio paleogeográfico mayor en Chile y en Los Andes en general.

Con posterioridad a la compresión Peruana se desarrolló un nuevo arco magmático en la posición de lo que es hoy la Depresión Intermedia de Chile y abarcando hasta la Cordillera de Domeyko. Sin embargo, la segmentación tectónica pre-existente en la cuenca de tras-arco de alguna manera condicionó la actividad magmática subsecuente. De este modo en Antofagasta la actividad volcánica del Cretácico Superior es muy limitada y se registró principalmente la depositación de una secuencia sedimentaria clástica roja hacia el oriente (Formaciones Purilactis, Tolar y afines) y en el noroeste argentino y Bolivia con sedimentación marina ligada a un mar epicontinental que existió brevemente en el Cretácico Superior. Desde los ~27° Lat.S hacia el sur se desarrolló, en cambio, una actividad volcánica principalmente andesítica representada por la Fm. Cerrillos, Viñita y Las Chilcas, asimismo al norte de los 21° Lat. S. Se depositaron las lavas andesíticas de la Fm. Cerro Empexa.

No es del todo claro si en Chile existió un equivalente de la fase Larámica de Norteamérica a fines del Cretácico, pero es claro que la actividad volcánica se generalizó a lo largo de este nuevo arco magmático en el Paleoceno, e incluyó localmente el desarrollo de calderas volcánicas (Caldera de Cachinal, Caldera El Durazno) y la consecuente presencia de importantes niveles de depósitos piroclásticos félsicos (tobas e ignimbritas) contemporáneos a un volcanismo de carácter intermedio (Fm. Augusta Victoria, Chile-Alemania, Fm. Hornitos, Formación Lo Valle). Diversos stocks, diques e intrusivos de varada composición se emplazaron contemporáneamente con el volcanismo, pero principalmente dentro de las unidades de rocas pre-volcánicas (basamento del arco). La actividad volcánica y plutónica continuó ininterrumpidamente hasta fines del Eoceno, pero una nueva fase de deformación ocurrió entre el Eoceno Medio a Superior (fase Incaica Maksae, 1990) resultando en plegamiento, fallamiento inverso y el consecuente engrosamiento cortical. Esta es una fase deformativa mayor que produjo un importante alzamiento en la Cordillera de Domeyko y se refleja también por una fuerte discordancia en Los Andes de Perú. Subsecuentemente a la deformación Incaica la actividad ígnea en la Cordillera de Domeyko se redujo significativamente y se limitó a algunos centros distribuidos a lo largo de esta cordillera en los cuales tomó lugar durante el Eoceno Superior y Oligoceno Inferior ocurrió el emplazamiento de stocks con el desarrollo de

pórfidos cupríferos, que corresponden a la última actividad ígnea del arco magmático ya que posteriormente se formó una nueva cadena volcánica más al este en la frontera entre Chile y Bolivia y Chile y Argentina. En contraste, en Chile Central el Eoceno Superior - Oligoceno se caracterizó por persistente actividad volcánica representada por las Formaciones Abanico y Coya-Machalí.

En el norte de Chile las rocas del arco del Paleógeno están cortadas por un sistema de fallas mayor este es el **Sistema de Falla de Domeyko** (cf. Boric et al., 1990) que se extiende a lo largo de la Cordillera de Domeyko y ocupa la posición correspondiente al borde oriental de la cuenca de atrás-arco que existió en el Mesozoico, por lo que probablemente el sistema de falla se desarrolló en la zona de debilidad estructural heredada de las fallas normales que limitaron la cuenca de atrás-arco. Sin embargo, su actividad transcurrente en el Cenozoico se correlaciona también con un período de convergencia oblicua de dirección NE con altas razones de convergencia (aprox. 12 cm/año; Cande, 1983) desde los ~42 a los ~26 Ma (anomalías magnéticas 18 a 13) basado en la reconstrucción del movimiento del fondo oceánico (Pilger, 1983, 1984; Cande y Leslie, 1986; Pardo Casas y Molnar, 1987). El cizalle dextral de este sistema de fallas previo y durante la mineralización de Chuquicamata (aprox. 37 a 31 Ma; Makshev, 1990; Reutter et al., 1991; Lindsay, 1997) es consistente con su relación con la subducción oblicua NE. Por otra parte, también es evidente que el Sistema de Falla de Domeyko tiene un importante movimiento sinistral posterior a la mineralización de Chuquicamata (Reutter et al., 1996; Tomlinson y Blanco, 1997, 1997b) que no estaría directamente ligado a la subducción oblicua, porque es antitético a la dirección NE de subducción que persistió al menos hasta los 26 Ma. Consecuentemente, el movimiento sinistral de la Falla Oeste que tiene un orden de 30 Km se atribuye a movimientos horizontales que acomodan el fuerte acortamiento cortical producido en el codo de Arica a lo largo de la zona de debilidad previamente creada como falla ligada a subducción dentro del arco magmático que estuvo activo hasta alrededor de los 30 Ma (Tomlinson y Blanco, 1997). Si bien, puede resultar difícil creer la magnitud del desplazamiento atribuido a la Falla Oeste basado en correlaciones de unidades de roca a ambos lados de esa estructura e indicadores cinemáticos (Tomlinson y Blanco, 1997b), es necesario recordar que las razones de convergencia actuales de aprox. 10 cm/año pueden significar 100 Km de placa oceánica subductada bajo el continente en un millón de años y si esto se extiende a los 30 Ma significa una convergencia del orden de 3.000 Km entre la placa oceánica de Nazca y la continental Sudamericana, por lo tanto 30 Km de componente horizontal lateral significarían solo 1% del total de movimiento convergente ortogonal u oblicuo entre estas dos placas litosféricas en ese período. El Sistema de Falla de Domeyko es muy importante, puesto que la mineralización de Chuquicamata (una concentración de cobre de clase mundial; Ossandón y Zentilli, 1997; Ossandón et al., 2001) ocurrió dentro de la zona de falla y durante la actividad de cizalle dextral de la misma (Lindsay et al., 1995; Lindsay et al., 1996; Rojas y Lindsay, 1997; Lindsay, 1997), pero los movimientos posteriores de gran magnitud del mismo sistema de falla pueden haber desplazado grandes distancias otros depósitos minerales o partes de ellos como el caso de los complejos ígneos de El Abra y Fortuna (Dilles et al., 1997).

A partir del Mioceno Inferior se reinició la actividad volcánica en el sector que corresponde al límite entre Chile con Bolivia y Argentina, lo cual significó un desplazamiento hacia el

este de unos 100 a 150 Km del frente magmático. La convergencia oblicua existente durante el Oligoceno cambió a una convergencia ortogonal entre el continente Sudamericano y la placa de Nazca y aumentó la razón de convergencia alcanzando a 12 a 15 cm/año entre los 26 y 10 Ma. Este período de altas razones de convergencia coincide con una amplia expansión del arco mioceno que alcanzó un ancho de unos 350 km extendiéndose ampliamente en territorios Argentino y Boliviano y también coincide con varios empujes de deformación compresiva de la fase Quechua que originó fallamiento inverso, produjo engrosamiento cortical y un significativo alzamiento a lo largo de la Cordillera Principal y la Cordillera de Domeyko. La posterior disminución de las razones de convergencia a fines del Mioceno fue acompañada de una restricción del volcanismo al sector oriental de Chile y al emplazamiento de los pórfidos de oro y pórfidos cupríferos de Chile central y Norte Chico, así como al desarrollo de sistemas epitermales de metales preciosos en la porción superior de los sistemas de pórfido. La actividad volcánica continuó hasta la actualidad, pero se registró un leve desplazamiento hacia el este relativo a los sistemas de pórfidos del Mioceno Superior – Plioceno. La expansión del magmatismo Mioceno es atribuido por otros autores (Kay y Mpodozis, 1999) al aplanamiento de la zona de subducción por el movimiento del continente Sudamericano sobre la placa de Nazca al aumentar la razón de convergencia.

Durante el Mioceno en el sector comprendido entre los 27° y los 33° Lat. S se produjo la disminución progresiva del ángulo de subducción, lo que se reflejó en el cese del volcanismo activo a comienzos del Plioceno y el desarrollo de una zona de fallas inversas y pliegues en el sector subandino en Argentina. La zona sin volcanismo activo también carece de una Depresión Intermedia como en el resto de Chile.

## **FRANJAS METALOGÉNICAS**

Los Andes chilenos son esencialmente una subprovincia metalogénica cuprífera, tal como lo definió Ericksen (1976). Prácticamente todo el norte de Chile se encuentra comprendido dentro de la Franja de Cu-(Mo-Au) definida por Sillitoe (1976), la que posee en general una rica mineralización metálica del Mesozoico y Cenozoico. En contraste el sur de Chile (>35°S) tiene una muy limitada cantidad de depósitos metálicos conocidos y prácticamente no hay yacimientos en explotación, a excepción de la mina de Zn El Toqui y de Au-Ag de Fachinal en Aysén, genéticamente relacionados actividad ígnea del Cretácico y Jurásico. El basamento pre-andino está pobremente mineralizado en Chile y no es relevante para la discusión metalogénica puesto que ningún depósito Paleozoico o pre-Paleozoico ha contribuido significativamente a la riqueza metálica del país.

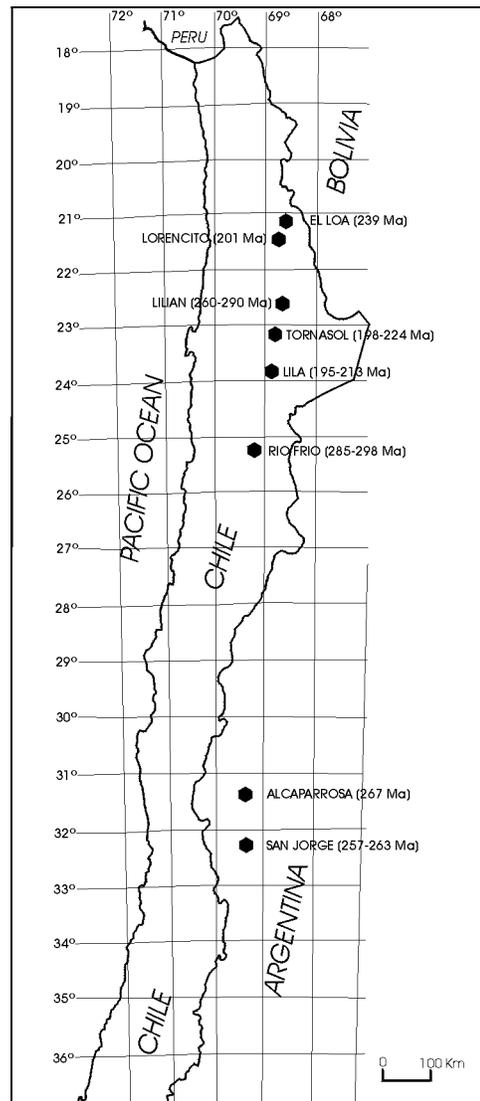
En detalle, la mitad septentrional de Chile presenta varias franjas metalogénicas longitudinales que tienen características distintivas en cuanto a edad (de acuerdo a numerosas dataciones radiométricas que en esta breve síntesis no se detallan), posición geográfica y tipo(s) de mineralización presente. En el presente texto se hace una

combinación de la distribución espacial con la edad de los depósitos, de modo que se le asigna un rango de edad a las franjas metalogénicas. Estas son:

### Franja Metalogénica del Carbonífero Superior a Triásico

Aunque la mineralización pre-andina es generalmente pobre en Los Andes del Norte de Chile existe una franja de pórfidos cupríferos del Paleozoico Superior a Triásico (Fig 1). Esta se ubica en la extensión norte de un arco magmático del Carbonífero Superior a Triásico Inferior que se extiende por más de 2.500 km desde el norte de Chile hasta el sur de Argentina (Mpodozis y Ramos, 1990, Camus, 1998). La existencia de una faja de yacimientos de tipo pórfido cuprífero del Paleozoico Superior - Triásico fue inicialmente reportada por Sillitoe (1977) en Los Andes Argentinos, pero exploraciones recientes y datos geocronológicos (en su mayor parte inéditos) muestran que esta faja se extiende a Los Andes del norte de Chile donde los pórfidos antiguos están entremezclados con los pórfidos cupríferos del Cenozoico que son más ricos y de mayor tamaño (Camus, 1998, Williams et al., 1999).

*Fig. 1. Faja de pórfidos cupríferos del Paleozoico Superior - Triásico. (basado en Camus, 1998 y Williams et al., 1999). Constituye la Franja Metalogénica del Carbonífero Superior a Triásico*



La mineralización de tipo pórfido cuprífero relacionada al magmatismo del Paleozoico Superior Triásico, pero la mayor parte de estos sistemas magmático-hidrotermales antiguos están pobremente mineralizados (son depósitos subeconómicos), lo que sugiere que las condiciones para concentración importante de cobre no fueron óptimas en ese lapso de tiempo geológico. Lo pobre de la mineralización cuprífera podría también ser el resultado de un nivel de erosión relativamente profundo de las rocas ígneas y sistemas porfíricos del Paleozoico Superior a Triásico, que hubiera denudado las partes ricas de los depósitos. Sin embargo, el estudio detallado del depósito San Jorge en la Cordillera Argentina (Williams et al., 1999) revela la existencia de 2 Mt de Cu contenido preservado en los niveles altos de este pórfido cuprífero sugiriendo que la erosión juega un rol metalogénico menor.

## Franja Metalogénica del Jurásico

Los depósitos minerales del Jurásico se presentan en la porción más occidental de la Cordillera de la Costa. Los más importantes desde el punto de vista económico están entre los 21°30' a 27°30'S y corresponden a los distritos de yacimientos estratoligados de Cu hospedados por rocas volcánicas jurásicas del norte de Chile. Ej. minas Buena Esperanza, Mantos de la Luna, Mantos del Pacífico, Susana de Michilla, Mantos Blancos, Santo Domingo (Fig. 2). Asimismo, existen sistemas de vetas cupríferas hospedadas por plutones del Jurásico Superior. Ej. los sistemas de vetas Minita - Despreciada, Toldo - Velarde, Naguayán - El Desesperado y Montecristo entre otros (Boric et al., 1990; Espinosa et al., 1996; Vivallo y Henríquez, 1998). Los antecedentes geocronológicos indican que tanto los depósitos estratoligados, como las vetas de Cu fueron formados en el Jurásico Superior (aproximadamente entre los 150-140 Ma). Vivallo y Henríquez (1998) sugirieron que las vetas cupríferas hospedadas por plutones y los depósitos de cobre estratoligados en rocas volcánicas representarían distintos niveles de sistemas hidrotermales mayores cogenéticos. Si bien la mineralización cuprífera es dominante y económicamente la más importante de esta franja metalogénica, existen también numerosas vetas auríferas mesotermales hospedadas por plutones jurásicos a lo largo de la Cordillera de la Costa y vetas argentíferas en Santa Rosa y Huantajaya en la Cordillera de la Costa de Iquique, las que están hospedadas por calizas Jurásicas. Sin embargo, las vetas mesotermales con metales preciosos de esta Franja Metalogénica no tienen relevancia económica en la actualidad.

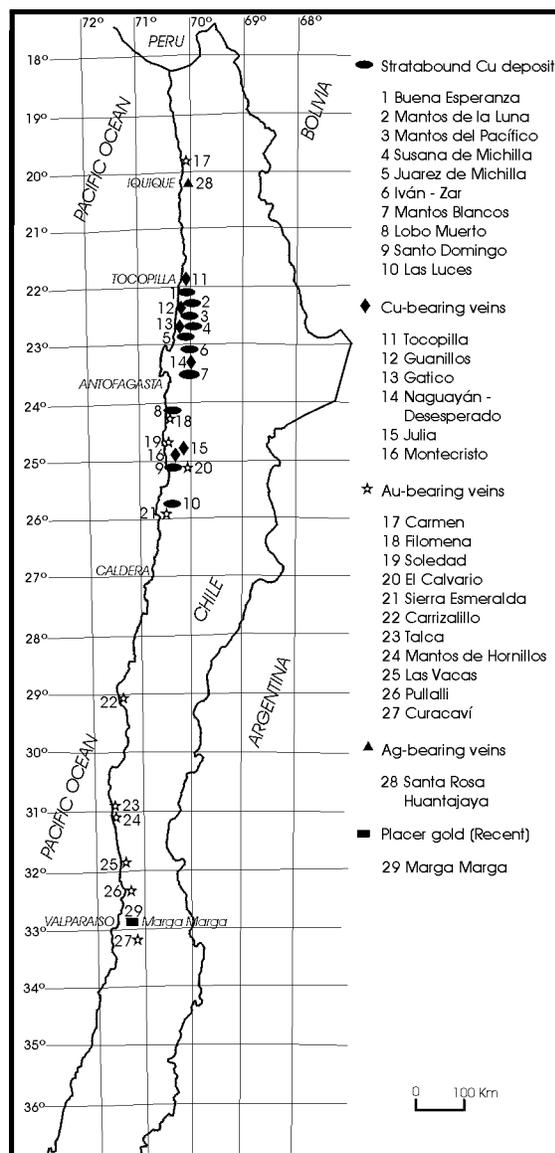


Fig. 2. Franja Metalogénica del Jurásico.

### Franja Metalogénica del Cretácico Inferior

Existe un variado conjunto de tipos de depósitos metalíferos asociados a rocas del Cretácico Inferior a lo largo de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Fig. 3). Estos incluyen algunos pórfidos cupríferos, la mayoría de los cuales de los cuales son subeconómicos a excepción de Andacollo que es el único que está en explotación (Reyes, 1991; Oyarzún et al., 1996). Este pórfido de Cu-Mo es el que contiene mayor ley de oro (0.23 g/t Au) de los pórfidos de Cu-Mo en explotación en el país y hacia el oeste del pórfido existe mineralización de oro en vetas y en cuerpos estratoligados también del Cretácico Inferior. Entre los 26° a 31°S, existen muchos yacimientos de Fe (magnetita – apatito) hospedados en rocas volcánicas del Cretácico Inferior en sectores aledaños a intrusivos dioríticos a granodioríticos del Albiano. Estos depósitos ferríferos están dentro del dominio del segmento meridional del Sistema de Falla de Atacama. Ej. Cerro Imán (Vivallo et al., 1994), Cerro Negro (Vivallo et al., 1993), Bandurrias, Boquerón Chañar, Algarrobo (Montecinos, 1983), El Tofo, Romeral (Bookstrom, 1977). Existen indicios menores de mineralización de cobre y de oro ligados al mismo contexto, particularmente en la periferia de los cuerpos ferríferos o en la zona de la Falla de Atacama. En el mismo zona donde se presentan los yacimientos de Fe-apatito existen también yacimientos de óxido de Fe (Cu-Au) como Candelaria y Manto Verde (Vila et al., 1996) y otros menores del distrito Punta del Cobre (Marschik y Fonbote, 1996).

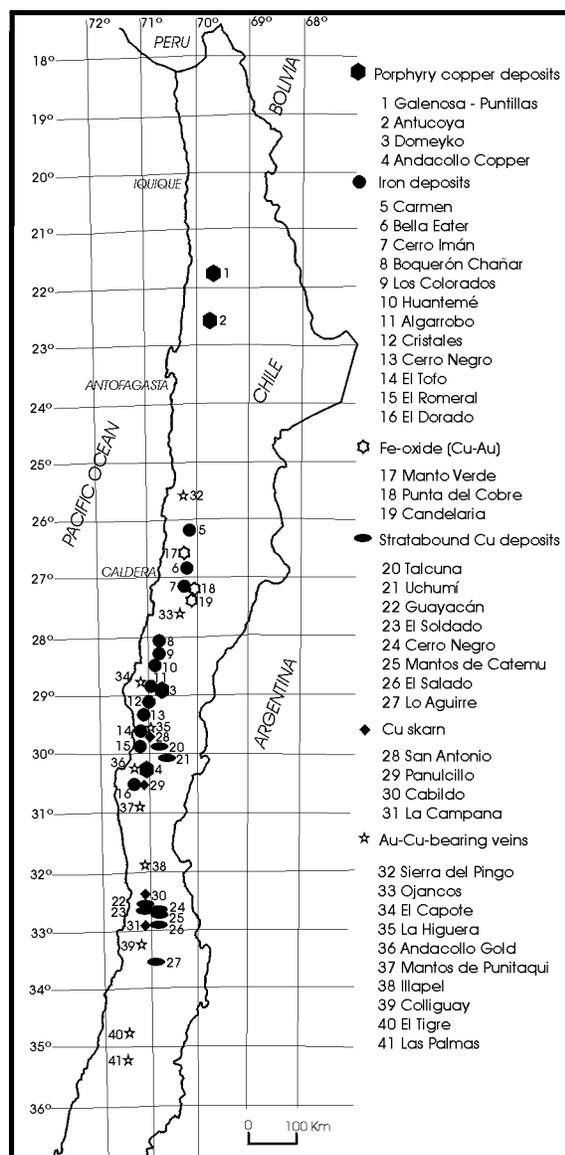


Fig. 3. Franja Metalogénica del Cretácico Inferior.

En la zona central de Chile y Norte Chico existen también depósitos estratoligados de cobre, los de mayor volumen están hospedados por rocas volcánicas del Cretácico Inferior Ej. El Soldado y Lo Aguirre. Además, existen depósitos estratoligados hospedados por rocas sedimentarias volcanoclásticas como Talcuna y Cerro Negro y en zonas de contacto

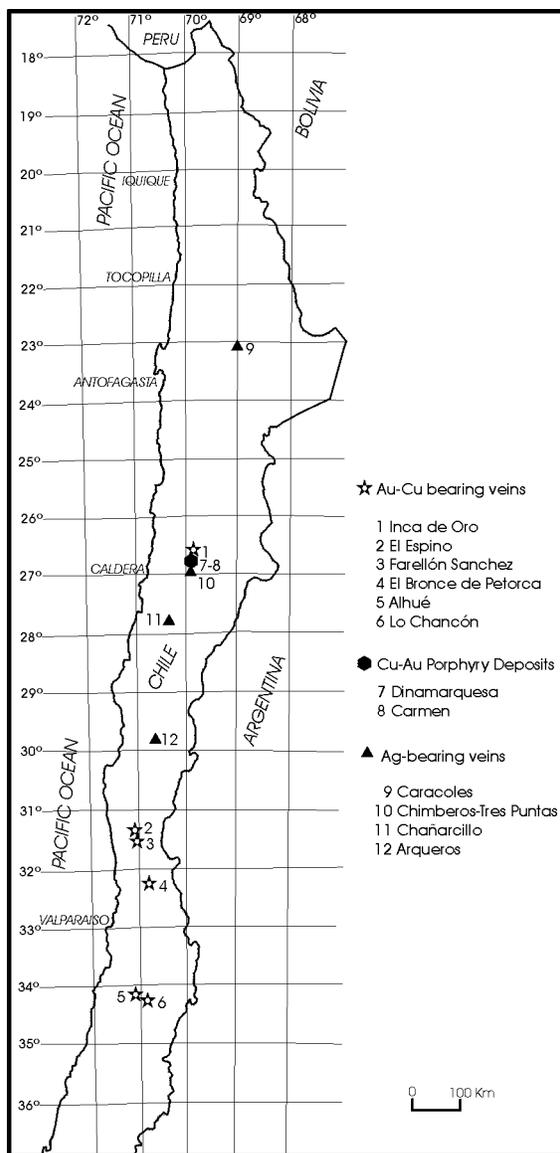
entre intrusivos del Albiano y calizas neocomianas en las regiones IV y V existen skarns cupríferos Ej. distritos Panulcillo y La Campana.

A lo largo de la Cordillera de la Costa existe un gran número de vetas auríferas mesotermales las que se emplazan ya sea en cuerpos intrusivos Cretácicos o en rocas estratificadas en la periferia de las intrusiones. Actualmente los distritos auríferos del Cretacico Inferior carecen de importancia económica, pero algunos distritos como Andacollo y Mantos de Punitaqui se encontraban en explotación hasta hace poco, pero paralizaron debido a los bajos precios actuales del oro.

### Franja Metalogénica del Cretácico Superior

Esta es una faja distribuida en la parte media del país al menos entre Copiapó y Rancagua (Fig. 4). Incluye vetas mesotermales a epitermales de oro y plata. La mayor parte de las vetas auríferas corresponde a sistemas de Tipo cuarzo – sulfuros – oro  $\pm$  cobre (clasificación de Corbett y Leach, 1998) como los Distritos El Espino, Farellón Sanchez y Alhué; sistemas de Tipo carbonato-metales base-oro como Mantos de Punitaqui y depósitos epitermales como el distrito Inca de Oro, Lo Chancón (mina El Inglés) y el yacimiento El Bronce de Petorca (Camus et al., 1991). También se encuentran distritos clásicos de vetas mesotermales argentíferas hospedadas en rocas carbonatadas neocomianas como Caracoles, Chimberos – Tres Puntas, Chañarcillo y Arqueros. Localmente existen prospectos de pórfidos de Cu-Au en el distrito de Inca de Oro (Dinamarca, Carmen). Sin embargo, en estos prospectos de tipo pórfido solo ha existido explotación a pequeña escala de estructuras auríferas, mientras que la mineralización diseminada presenta leyes subeconómicas.

*Fig. 4. Franja Metalogénica del Cretácico Superior*



### Franja Metalogénica del Paleoceno a Eoceno Inferior

Esta Franja Metalogénica se extiende desde el extremo norte de Chile hasta la latitud de Vallenar (28°30') ocupando la porción central del país (Fig. 5). En realidad la Franja se extiende hacia el norte en territorio peruano y en el sector sur de dicho país se localizan los pórfidos cupríferos económicamente más importantes del Perú: Cerro Verde, Cuajone, Quellaveco y Toquepala (Cobbing y Pitcher, 1983; Vidal, 1985; Clark, 1990; Clark et al 1990; Zweng y Clark, 1995, Petersen y Vidal, 1996). En Chile también se incluyen pórfidos cupríferos como Cerro Colorado, Sierra Gorda, Spence, Centinela, Polo Sur, Gaby, Lomas Bayas, Fortuna del Cobre y Relincho. Además, los depósitos vetiformes mesotermales y/o epitermales argentíferos de Challacollo, El Inca, Cachinal de la Sierra, Vaquillas, Sierra Juncal y Lomas Bayas (Caldera Lomas Bayas) y los depósitos auríferos de San Cristobal (Rivera, 1984), El Peñón, El Guanaco (Llaumet, 1979), Sierra Gorda (mina Farde; Camus, 1990). Algunos de los depósitos vetiformes de metales preciosos se presentan en la periferia de los sistemas de tipo pórfido cuprífero. En la III Región no se han reconocido pórfidos cupríferos, pero existen numerosas brechas con matriz de turmalina en cuerpos intrusivos granodioríticos equigranulares, como las existentes en los distritos de San Pedro de Cachiyuyo, Cachiyuyo de Llampos, Los Azules y Cabeza de Vaca. Algunas de las brechas con matriz de turmalina presentan mineralización de cobre, la cual ocasionalmente puede estar acompañada de oro, tungsteno y/o molibdeno. Las brechas con matriz de turmalina son muy comunes en los pórfidos cupríferos peruanos pertenecientes a esta Franja y también ocurren ocasionalmente en las regiones más septentrionales de Chile (Yabricoia, Copucha).

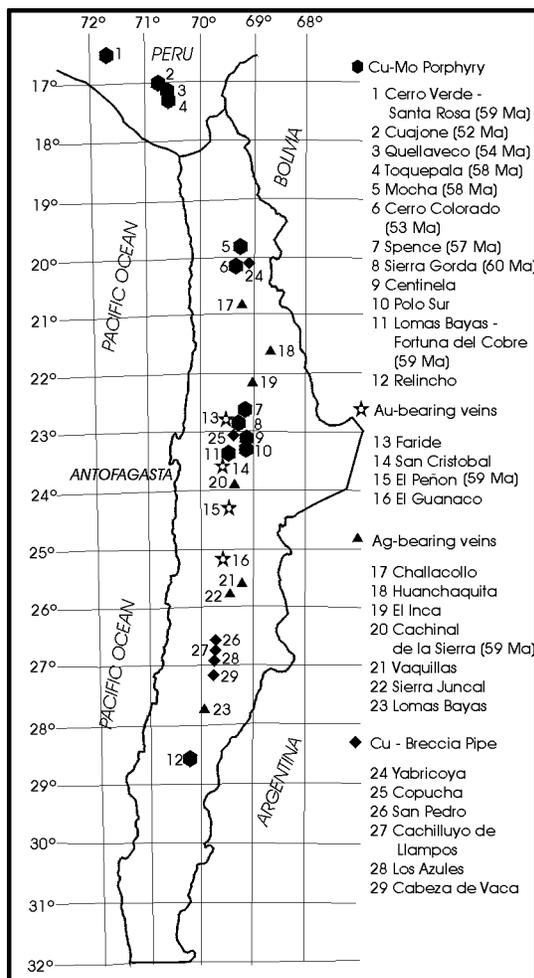
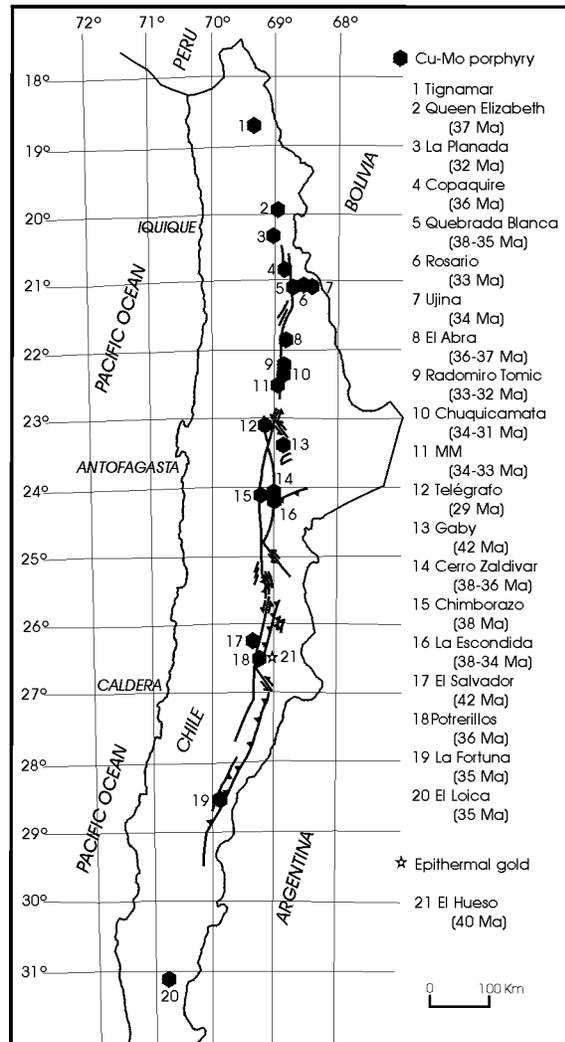


Fig. 5. Franja Metalogénica del Paleoceno a Eoceno Inferior.

### Franja Metalogénica del Eoceno Superior - Oligoceno Inferior

Esta Franja Metalogénica incluye los yacimientos de mayor importancia económica de Chile, los que corresponden a pórfidos de Cu-Mo distribuidos dentro del dominio del Sistema de Falla de Domeyko (Fig. 6). Los yacimientos más relevantes son: Quebrada

Blanca (Hunt et al., 1983), Collahuasi (Dick et al., 1993, 1994; Clark, et al., 1993), Ujina (Dick et al., 1994), El Abra (Ambrus, 1977), Radomiro Tomic (Cuadra et al., 1997; Pemberton, 1997; Cuadra y Rojas, 2001), Chuquicamata (Alvarez et al. 1980, Zentilli et al., 1994; Reynolds, et al., 1998; Ossandón et al., 2001), Cerro Zaldívar (Maturana y Saric, 1991), La Escondida (Ortiz et al., 1985; Ojeda, 1986; Alpers y Brimhall, 1988; Padilla et al., 2001) y El Salvador (Gustafson y Hunt, 1975; Gustafson y Quiroga, 1995; Cornejo et al., 1997) que están en explotación. Sin embargo, también existen depósitos como MM (Sillitoe, et al., 1996), Chimborazo (Petersen et al., 1996) que no se han explotado y Potrerillos que se explotó antiguamente (March, 1935; Olson, 1989; Marsh et al., 1997). Asimismo los prospectos Queen Elizabeth, La Planada (Neumann, 1973), Copaquire (Hollister and Bernstein, 1975) y Telégrafo. Al interior de Vallenar también existen prospectos de pórfidos de Cu-Au en el distrito la Fortuna. A diferencia de los depósitos del Paleoceno existe poca mineralización epitermal de metales preciosos ligada a esta Franja Metalogénica. Sin embargo, existe mineralización epitermal de oro en calizas silicificadas en el yacimiento El Hueso (actualmente agotado) que se suponía ligado genéticamente al pórfido de Potrerillos (Ej. Colley et al., 1989; Davidson y Mpodozis, 1991, Sillitoe, 1991), pero cuya datación ( $40.25 \pm 0.05$  Ma) mostró que es 5 millones de años más viejo que el pórfido Cobre de Potrerillos ( $35.65 \pm 0.03$  Ma) y por lo tanto representa un evento de mineralización separado del pórfido cuprífero, pero pertenece a la misma época metalogénica (Marsh et al., 1997). A unos 3 km al este de la mina El Hueso se presenta el yacimiento Agua de la Falda donde se presenta mineralización aurífera en un nivel coquinoídeo de una secuencia de calcárea jurásica. El cuerpo explotado en Agua de la Falda está oxidado, pero su continuación en profundidad corresponde al depósito sulfurado Jerónimo, el cual presenta características asimilables a un reemplazo de carbonatos (Gale, 2000).



*Fig. 6. Franja Metalogénica del Eoceno Superior – Oligoceno Inferior. Se muestra también el Sistema de Falla de Domeyko.*

## – Franja Metalogénica del Neógeno

Esta es la Franja Metalogénica más oriental de Chile y se extiende por la Alta Cordillera en el sector adyacente al límite con Bolivia y Argentina (Fig. 7), extendiéndose hacia el oriente en el territorio de dichos países. Esta Franja incluye otro grupo de pórfidos cupríferos de gran importancia económica para el país, estos son: Los Pelambres (y su vecino El Pachón en Argentina; Sillitoe, 1979b; Atkinson, et al., 1996), Río Blanco - Los Bronces (Waarnars et al., 1985; Serrano et al., 1996) y El Teniente (Howell y Molloy, 1960; Clark et al., 1983; Camus, 1975; Cuadra, 1986). Estos yacimientos son del Mioceno Superior y Plioceno Inferior de acuerdo a los datos geocronológicos existentes.

En la Alta Cordillera entre los 26° y 33° S, se incluye a las previamente conocidas *Fajas de Maricunga* y *El Indio* con depósitos epitermales de metales preciosos mayormente de tipo sulfato - ácido como Esperanza (Vila, 1991; Moscoso et al. 1993), La Coipa (Oviedo, et al., 1991), La Pepa, Pascua (Nevada), El Indio, El Tambo en Chile y Veladero en Argentina, además de numerosos prospectos como Sancarrón, Pantanillos, Coipa, Coipita (Maksaev et al., 1984; Siddeley y Araneda, 1989) y Pimentón. Además están en esta franja los Pórfidos de Au de Refugio, Marte, Lobo (Vila y Sillitoe, 1991), Cerro Casale, La Pepa y Santa Cecilia. En detalle existen depósitos del Mioceno Inferior (Esperanza, La Coipa, La Pepa, Refugio, Santa Cecilia) y del Mioceno Superior (Marte, Lobo, Aldebarán, Pascua, Veladero, Sancarrón, El Indio, El Tambo, Pimentón) (Sillitoe, et al., 1991; McKee et al., 1994).

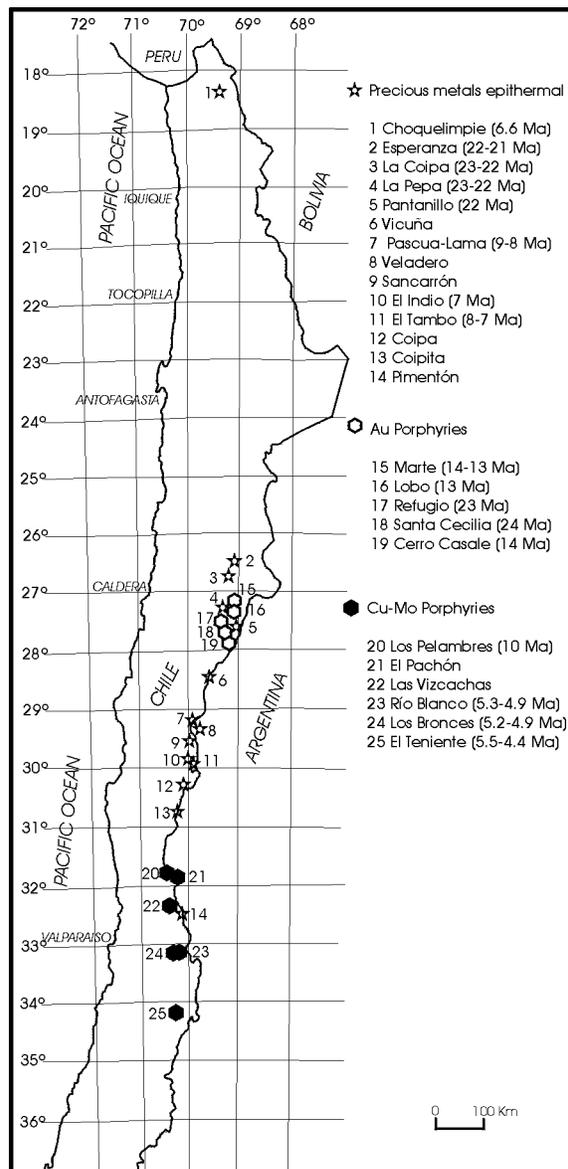


Fig. 7. Franja Metalogénica del Neógeno. Incorpora las previas Fajas del Indio y Maricunga.

Los depósitos epitermales de la franja de El Indio tienen una edad comparable a la de pórfidos cupríferos del Mioceno Superior de la zona central de Chile y la misma posición geográfica en la Alta Cordillera traslapándose con los pórfidos cupríferos (Ej. Prospecto Pimentón en la V Región). Consecuentemente, algunos de los sistemas epitermales de tipo

sulfato-ácido representan niveles superiores de sistemas de tipo pórfido a profundidad. En el extremo norte esto es obvio por la existencia de pórfidos auríferos con superposición de alteración de tipo ácido-sulfato (Ej. Marte, Sillitoe, 1994) y por la existencia de alteración/ mineralización de tipo ácido-sulfato en el prospecto Aldebarán sobre el pórfido de Cu-Au de Cerro Casale (Vila y Sillitoe, 1991). Además, la existencia de mineralización de tipo pórfido cuprífero ha sido mencionada en niveles profundos del distrito El Indio (Ej. Siddeley y Araneda, 1989).

## EPOCAS METALOGÉNICAS

La identificación de las Franjas Metalogénicas anteriores asignándoles un rango de edad definida implica la existencia de épocas metalogénicas discretas en Los Andes de Chile, las que representan períodos de tiempo geológico en el que se produjo cierto tipo de depósitos minerales característicos. Todas las Franjas Metalogénicas descritas están relacionadas a fajas de rocas ígneas relacionadas genéticamente a subducción, pero las épocas metalogénicas constituyen claramente períodos más breves que los de actividad magmática a nivel regional y deben representar períodos en los que concurren una serie de factores geológicos, tectónicos, geomorfológicos, etc., además del magmatismo, los que en conjunto favorecieron la concentración de metales en ese período en particular. Las épocas metalogénicas relevantes y su metal(es) principal(es) metales asociados son:

– Jurásico Superior	Cu - Ag
– Cretácico Inferior alto (Albiano)	Cu – Fe – Au - Ag
– Cretácico Superior	Au – Cu - Ag
– Paleoceno – Eoceno Inferior	Cu - Ag - Au
– Eoceno Inferior- Oligoceno Inferior	Cu - Mo
– Mioceno	Au – Ag - Cu
– Plioceno Inferior	Cu – Mo – Au - Ag

Destaca la recurrencia de mineralización cuprífera en las distintas épocas metalogénicas y la relación de los eventos de mineralización a la posición del frente magmático durante la evolución geológica de Los Andes, de modo que los depósitos minerales son progresivamente más jóvenes hacia el este (interior continental).

Por otra parte, en el norte de Chile hay que agregar **una época metalogénica supérgena del Oligoceno a Mioceno Medio**, la que tuvo gran relevancia para determinar el valor económico de los depósitos minerales de Cu, Ag y Au de una amplia región comprendida al menos entre los 20° y 27°S (Sillitoe y McKee, 1996), misma que Zentilli (1974) había asignado preliminarmente al Eoceno – Oligoceno? entre los 26° y 29°S. En efecto, los fenómenos de lixiviación, oxidación y enriquecimiento supergeno fueron determinantes para determinar el valor económico de la mayoría de los depósitos del norte chileno, mientras que las menas hipógenas solo se han explotado en algunos yacimientos mayores de alta ley. Por ejemplo en la Región de Antofagasta, con más de 800 depósitos metálicos conocidos, solo se han explotado históricamente menas de sulfuros primarios en los

yacimientos estratoligados de cobre de Buena Esperanza, Mantos Blancos y Santo Domingo, en vetas cupríferas de alta ley de los distritos Tocopilla, Gatico, Julia y Montecristo y en algunas de las vetas de plata de Caracoles (Boric et al., 1990).

Los procesos supergenos son el resultado de un reequilibrio de la mineralogía hipógena de los yacimientos de sulfuros metálicos a las condiciones oxidantes de intemperización imperantes en la porción más cercana a la superficie de la tierra. Para que esto ocurra los depósitos primarios deben ser primero exhumados hasta o cerca de la superficie, lo cual en los pórfidos cupríferos mayores no tomó menos de 11 Ma después de su generación (Sillitoe y McKee, 1996). El reequilibrio de la mineralogía a las condiciones de meteorización es un proceso controlado por la fugacidad del oxígeno y puede desarrollarse en un tiempo muy breve, por ejemplo la simulación numérica de Ague y Brimhall (1989) requería solo de 12.000 años para disolver completamente la calcopirita, magnetita y destruir la piritita de un hipotético pórfido cuprífero. Sin embargo, como el proceso está ligado a condiciones dinámicas como denudación, clima, nivel freático, etc. el tiempo real del proceso puede ser más extendido y de acuerdo a dataciones de alunites supergenas se ha estimado entre 0,4 y 6,2 Ma en depósitos individuales del norte de Chile (Sillitoe y McKee, 1996).

La actividad supergena en el norte de Chile cesó a los ~14 Ma debido al cambio climático de condiciones semi-áridas en el Mioceno Inferior a hiper-áridas en el Mioceno Medio (Alpers y Brimhall, 1986; Mortimer, 1980). Este cambio climático muy probablemente se debió al alzamiento andino, ya que la cordillera y altiplano aislaron efectivamente el extremo occidental de Sudamérica de las masas de aire húmedo amazónico y contribuyeron a estabilizar el anticiclón del Pacífico.

En los pórfidos cupríferos del Mioceno Superior – Plioceno Inferior de la zona central de Chile, también existe enriquecimiento supergeno, que no es tan rico como en los depósitos más antiguos del norte de Chile, pero localmente llega a doblar las leyes primarias y produjo volúmenes importantes de menas enriquecidas. Este proceso de enriquecimiento supergeno está ligado al nivel actual de aguas subterráneas y todavía está activo (Ej. Serrano et al., 1996).

## CONCLUSIONES

Los Andes Centrales no son ricos en mineralización metálica debido a la existencia de una fuente primaria profunda o somera enriquecida en metales (rocas madres con contenidos geoquímicos anómalos de ciertos metales) o etapas policíclicas de concentración metálica (maduración metalogénica), sino que por la actividad magmática ligada a la subducción y a la capacidad de los magmas generados en el ambiente suprasubducción para la extracción, transporte y, a niveles epizonales, concentración de metales mediante una fase fluida de derivación primordialmente magmática. Las evidencias son cada vez más concluyentes para señalar que es la eficiencia de los procesos mineralizadores ligados al magmatismo y no el contenido metálico de las rocas fuentes o rocas de caja los que determinan las características metalogénicas de los arcos cordilleranos.

La existencia de épocas discretas de mineralización, en algunos casos caracterizadas por la generación de depósitos gigantes de cobre-molibdeno como en el caso de Los Andes chileno, reflejan períodos de tiempo geológicos en los que se generaron magmas capaces de alcanzar niveles poco profundos de la corteza y con composiciones adecuadas como para generar sistemas hidrotermales mayores. Además, probablemente existían condiciones geológicas favorables específicas en la corteza durante el mismo período.

Las condiciones dinámicas y siempre cambiantes de la tectónica de placas determinan variaciones longitudinales y transversales en las características de mineralización metálica, pero la repetición o recurrencia de mineralización cuprífera en Los Andes Chilenos refleja un sistema coherente de generación magmática ligado a la subducción de corteza oceánica debajo del borde continental.

Las rocas del basamento pre-andino en Chile están pobremente mineralizadas y no constituyen un metalotecto de interés económico, a pesar de la existencia de prospectos de tipo pórfido cuprífero. Sin embargo, todavía está por evaluarse la importancia de la naturaleza del basamento para determinar la mineralización metálica a lo largo de la cadena y el rol de las estructuras mayores pre-andinas en la localización de centros plutono-volcánicos andinos y su mineralización asociada.

La metalogénesis de Chile está estrechamente ligada a la evolución geotectónica del país, en particular con los aspectos magmáticos y estructurales del desarrollo de la cadena andina desde el Jurásico. Toda la mineralización metálica económicamente importante de Los Andes Chilenos tiene origen hidrotermal y en su mayor parte está ligada a la intrusión de granitoides predominantemente de Tipo I o de la Serie de Magnetita, reflejando un origen ígneo subcortical y un alto estado de oxidación (alta fugacidad de oxígeno en los magmas y en las fases fluidas que se exsolviaron a partir de ellos). Resultando en una asociación con depósitos hidrotermales de sulfuros de metales calcófilos (Cu, Mo, Zn, Pb, Ag, Au, Fe) y ausencia casi total de depósitos de metales litófilos (Sn, W, Be, Nb), los que ocurren solo en posición de tras-arco en los países vecinos (Bolivia, Argentina) y ligados a intrusivos reducidos de Tipo S o de la Serie de la Ilmenita generados por fusión cortical ligada a fajas corridas y plegadas.

El marco geotectónico fue desde inicios del Jurásico de margen continental activo con subducción de la placa oceánica debajo del continente sudamericano (arco cordillerano). Sin embargo, hay evidencias que indican un régimen global extensivo en la zona de subducción durante el Jurásico y Cretácico Inferior (margen convergente tipo Mariana), el cual cambió a un régimen de tipo compresivo a partir del Cretácico Superior (margen de tipo Chileno). A pesar que la metalogénesis en los dos estilos de convergencia está dominada por mineralización cuprífera en Los Andes Chilenos, es notable que los depósitos cupríferos mayores durante la etapa no-compresiva fueron los depósitos estratoligados de Cu hospedados en rocas volcánicas, mientras que en la etapa compresiva fueron pórfidos cupríferos.

En Los Andes Centrales existieron una serie de arcos magmáticos que estuvieron activos durante la larga y continua subducción de corteza oceánica bajo el borde continental de

Sudamérica. El frente magmático desde el Jurásico en adelante migró sistemáticamente al este en respuesta a eventos de deformación compresiva que se correlacionan con etapas mayores de reorganización del sistema de placas oceánicas. Las variaciones de velocidad de convergencia, localmente del ángulo de subducción y de la estructura específica de la corteza continental determina una segmentación tectónica a lo largo de Los Andes y los distintos segmentos presentan diferencias en el tipo de depósitos metálicos característicos. El hecho que algunos segmentos tectónicos parecen ser perennes a pesar de condiciones de placas siempre cambiantes sugiere la existencia de estructuras transversales mayores en el complejo borde continental/placa oceánica, las cuales parecen ejercer un fuerte control sobre los límites de franjas metalogénicas (Sillitoe, 1974, 1976). Las franjas metalogénicas aparecen, pues, como bandas longitudinales relacionadas con varios arcos magmáticos también longitudinales y con quiebres transversales en sus extremos norte y sur.

La concentración de metales ocurrió en ciertos períodos favorables (épocas metalogénicas) cuando se concentraron grandes cantidades de metales en uno o más tipos de yacimientos. Estas épocas metalogénicas corresponden a períodos discretos de tiempo geológico en que se generaron magmas con mayor capacidad de generar depósitos metálicos de origen hidrotermal, debido a la concurrencia de un conjunto de condiciones geológicas favorables.

Las épocas metalogénicas del Eoceno Superior - Oligoceno Inferior, Mioceno Superior – Plioceno Inferior y Paleoceno – Eoceno Inferior están dominadas por mineralización de tipo pórfido cuprífero e indudablemente son las más relevantes desde el punto de vista económico para Chile. Estos períodos de mineralización de tipo pórfido cuprífero ocurrieron subsecuentemente a etapas mayores de deformación compresiva en Los Andes Centrales (fases compresivas Peruana, Incaica y Quechua) y revelan que la formación de depósitos cupríferos gigantes tiene un estrecha relación con los procesos geotectónicos mayores del margen convergente activo de Sudamérica que afectan las condiciones de generación de magmas y su emplazamiento a niveles corticales someros. Las épocas metalogénicas del Jurásico Medio y Cretácico Inferior son representadas en cambio por yacimientos de cobre estratoligados y sistemas de vetas cupríferas (con la excepción del pórfido de Andacollo) y esta diferencia de tipo de depósitos cupríferos reflejarían condiciones geotectónicas no-compresivas dominantes durante esos períodos.

Los períodos de mayor relevancia para los metales preciosos (oro y plata) en Chile son el Paleoceno y el Mioceno, períodos en los que se formaron importantes sistemas epitermales predominantemente de tipo ácido-sulfato en el norte de Chile. La época metalogénica del Cretácico Superior tiene importancia subordinada, pero durante ella se formaron importantes sistemas de vetas mesotermales y epitermales de tipo adularia-sericita, generalmente con mineralización de oro ligada a metales base.

Mención aparte requiere una importante época metalogénica supérgena del Oligoceno a Mioceno Medio cuyo efecto tuvo gran relevancia para determinar el valor económico de los depósitos minerales de Cu, Ag y Au del norte de Chile.

Los Andes del Sur de Chile tienen escasa importancia en cuanto a su contribución minera metálica. Lo cual es sorprendente porque los procesos geológicos globales no deben haber

sido significativamente distintos a los de la mitad norte del país. Si bien, un menor grado de exploración minera puede explicar, en parte, la diferencia, quizás la tenga mucho mayor relevancia el efecto de una denudación más rápida y profunda en la cordillera meridional debido al clima húmedo imperante y el efecto pantalla de la cordillera misma que captura la mayor parte de las precipitaciones en su vertiente occidental (aparte de la profunda erosión glacial pleistocena). Las mismas razones climáticas redundan en la ausencia en Los Andes del sur del desarrollo de zonas importantes de oxidación o enriquecimiento supergeno tan comunes e importantes económicamente en los depósitos metálicos el norte del país. En el sur de Chile solo los depósitos primarios de alta ley como el skarn de Zn-Pb (Au) de El Toqui, o las vetas epitermales de Ag-Au de Fachinal tienen contenidos metálicos suficientes para permitir una explotación minera.

## REFERENCIAS

- Ague, J.J., and Brimhall, G.H., 1989. Geochemical Modeling of Steady State Fluid Flow and Chemical Reaction during Supergene Enrichment of Porphyry Copper Deposits. *Economic Geology*, V. 84, pp. 506-528.
- Aguirre, L., Levi, B., and Offler, R., 1978. Unconformities as mineralogical breaks in the burial metamorphism of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 66, pp. 361-366.
- Alpers, Ch.N., and Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene Climatic Change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, V. 100, pp. 1640-1656.
- Alvarez, C.O.; Miranda, M.J. y Guzmán, V.P., 1980. Geología del Complejo Chuquicamata. En: *Minería de Cobres Porfíricos*, V. 2, Instituto de Ingenieros de Minas de Chile, Santiago, pp. 314-363.
- Ambrus, J., 1977. Geology of the El Abra Porphyry Copper Deposit, Chile. *Economic Geology*, V. 72, pp. 1062-1085.
- Atkinson, W.W.Jr.; Souviron, A.; Vehrs, T.I.; Faunes, A., 1996. Geology and Mineral Zoning of the Los Pelambres Porphyry Copper Deposit, Chile. In : Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 131-155.
- Baranzagi, M. and Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, V. 4, pp. 686-692.
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 1996. Evaporitic source model for igneous related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, V. 24, p. 259-262.
- Beck, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, V. 93, pp. 1-11.
- Beck, M.E., 1986. Model for Late Mesozoic-Early Tertiary tectonics of coastal California and western Mexico and speculations on the origin of the San Andreas fault. *Tectonics*, V. 5, N°1, pp. 49-64.

- Berning, J., 1986. The Rösling uranium deposit. South West Africa/Namibia. In: Anhauser, C.R. and Maske, S. eds. Mineral deposits of Southern Africa, V. 2: Geological Society of South Africa, Johannesburg, pp. 1819-1832.
- Blevin, P.L., and Chappel, B.W., 1992. The role of magma sources, oxidation states, and fractionation in determining the granite metallogeny of Eastern Australia: Transactions of the Royal Society of Edimburgh: Earth Sciences, V. 83, pp. 305-316.
- Blevin, P.L., and Chappel, B.W., 1995. Chemistry, origin and evolution of mineralized granites of the Lachlan Fold Belt, Australia: The Metallogeny of I- and S-type granites: Economic Geology, V. 90, pp. 1604-1619.
- Bodnar, R.J., 1995. Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson, J.F.J., ed., Magmas, fluids, and ore deposits: Mineralogical Society of Canada Short Course Series, V. 23, pp. 139-152.
- Bookstrom, A.A., 1977. The magnetite deposits of El Romeral, Chile. Economic Geology, V. 64, pp. 1101-1130.
- Bookstrom, A.A., 1995. Magmatic features of iron ores of the Kiruna-type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry: a discussion. Economic Geology, V. 90, p. 469-473.
- Boric, R., Díaz, F. Y Maksaev, V., 1990. Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, Santiago, 246 p.
- Brown, M., Díaz, F., and Grocott, J., 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25°00'-27°00'S, northern Chile. Geological Society of America Bulletin, V. 105, pp. 1165-1174.
- Brown, L., Klein, J., Middleton, R., Sacks, I.S. and Tera, F., 1982. <sup>10</sup>Be in Island-Arc Volcanoes and Implications for Subduction, Nature, V. 229, pp. 718-720.
- Burnham, C.W., 1979. Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: Barnes, H.L. (Editor), Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Holt, Rinehart and Winston Inc., pp. 34-76.
- Burnham, C.W., 1979. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H.L. ed., Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2<sup>nd</sup> edition: John Wiley, New York, pp. 71-136.
- Burnham, C.W., 1981. Convergence and mineralization, Is there a relation?, Geological Society of America, Memoir 154, pp. 761-768.
- Burnham, C.W., 1981a. Physicochemical constraints on porphyry copper mineralization. In: Dickinson, W.R. and Payne, W. (Editors), Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera. Arizona Geological Society Digest, Tucson, Arizona, Vol.XIV, pp. 71-77.
- Burnham, C.W., 1985. Energy release in subvolcanic environments: Implications for Breccia Formation. Economic Geology, V. 80, pp. 1515-1522.
- Burnham, C.W. and Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Mining Geology Special Issue, N°8, pp. 1-11.
- Bysouth, G.D. and Wong, G.Y., 1995. The Endako molybdenum mine, central British Columbia: An update, in Schroeter, T.G. ed., Porphyry deposits of the Northwestern Cordillera of North America: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 46, pp. 697-703.

- Buspy-Spera, C.J. and Saleeby, J.B., 1990. Intra-arc strike-slip fault exposed at batholithic levels in the southern Sierra Nevada, California. *Geology*, V. 18, pp. 255-259.
- Camus, F., Geology of El Teniente orebody with emphasis on wall rock alteration. *Economic Geology*, V. 70, pp. 1341-1372.
- Camus, F., 1990. The geology of hydrothermal gold deposits in Chile. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, pp. 197-232.
- Camus, F., Boric, R., Skewes, A., Castelli, J.C., Reichhard, E., and Mestre, A., 1991. Geologic, Structural, and Fluid Inclusion Studies of El Bronce Epithermal vein system, Petorca, Central Chile. *Economic Geology*, V. 86, pp. 1317-1345.
- Cande, S., 1983. Nazca-South America Plate Interactions 80 m.y. B.P. to present. (Abstract), *EOS*, V. 64, N°45, p. 65.
- Cande, S.C. and Leslie, R.B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, V. 91, No. B1, pp. 471-496.
- Candela, P.A., 1989. Felsic magmas, volatiles, and metallogenesis. *Reviews in Economic Geology*, V. 4, p. 223-233.
- Candela, P.A., 1989. Felsic magmas, volatiles and metallogenesis. In: Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. eds., *Ore deposits associated with magmas: Reviews in Economic Geology*, V. 4, pp.223-233.
- Candela, P.A., 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. *American Mineralogist*, V. 76, p. 1081-1091.
- Candela, P.A. and Piccoli, P.M., 1995. Model ore-metal partitioning from melts into vapor/brine mixtures. In: Thompson, J.F.H. ed., *Magmas, fluids and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, V. 23, pp.101-127.
- Carten, R.B.; Walker, B.M.; Geraghty, E.P. and Gunow, A.J., 1988. Comparison of field-based studies of the Henderson porphyry molybdenum deposit with experimental theoretical models of porphyry systems *in* Taylor, R P. and Strong, D F, eds.. *Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39*, pp.351-366.
- Carten, R.B.; White, W.H. and Stein, H.J., 1993. High-grade granite-related molybdenum systems: classification and origin. In: Kirkham, R.V.; Sinclair, W.D.; Thorpe, R.I. and Duke, J.M., eds., *Mineral Deposit Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40*, pp. 521-554.
- Cembrano, J.; Lavenu, A.; Arancibia, G.; Sanhueza, A., and Reynolds, P., 1997. Coeval transpressional and transtensional magmatic arc tectonics in the southern Andes. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas V. III, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1613-1616.
- Cerny, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, V. 18, N°2, pp. 68-81.
- Clark, A.H., 1990. The slump breccias of the Toquepala Porphyry Cu(-Mo) Deposit, Peru: Implications for Fragment Rounding in Hydrothermal Breccias. *Economic Geology*, V. 85, pp. 1677-1685.
- Clark, A.H., Tosdal, R.M., Farrar, E., and Plazoles, A., 1990. Geomorphologic Environment and Age of Supergene Enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala

- Porphyry Copper Deposits, Southeastern Peru. *Economic Geology*, V. 85, pp. 1604-1628.
- Clark, A.H., 1993. Are outsize porphyry copper deposits either anatomically or environmentally distinctive?. *Society of Economic Geologists Special Publication 2*, p. 213-283.
- Clark, A.H., Caelles, J.C., Farrar, E., Haynes, S.J., Lortie, R.B., Mc.Bride, S.L., Quirt, G.S., Robertson, R.C.R. and Zentilli, M., 1976. Longitudinal variations in the metallogenic evolution of the Central Andes: a progress report. *In: Strong, D.F. (Editor), Metallogeny and Plate Tectonics. Geol. Assoc. of Canada, Special Paper N°14*, pp. 23-58.
- Clark, A.H., Farrar, E., Camus, F., and Quirt, G.S., 1983. K-Ar age data for El Teniente porphyry copper deposit, Central Chile, *Economic Geology*, V. 78, N° 5, p. 1003-1006.
- Clark, A.H.; Tosdal, R.M.; Farrar, E. and Plazolles, A., 1990. Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco, and Toquepala porphyry copper deposits, Southeastern Peru. *Economic Geology*, V. 85, pp. 1604-1628.
- Clark, A.H., Archibald, D.A., Lee, A.W., Farrar, E. and Hodgson, C.J., 1998. Laser Probe  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ages of Early- and Late-Stage Alteration Assemblages, Rosario Porphyry Copper-Molybdenum Deposit, Collahuasi District, I Region, Chile. *Economic Geology*, V. 93, N° 3, p. 326-337.
- Cline, J.S., 1995. Genesis of porphyry copper deposits: The behaviour of water, chloride and copper in crystallizing melts, *In: Pierce, F.W. and Bolm, J.G., eds. Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera: Arizona Geological Society Digest 20*, pp. 69-82.
- Cline, J.S.; and Bodnar, R.T., 1991. Can Economic Porphyry Copper Mineralization be Generated by a Typical Calc-Alkaline Melt?. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, N° B5, pp. 8113-8126.
- Cloos, M. and Shreve, R.L., 1988. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure and Applied Geophysics*, V. 128, Nos. 3/4, pp. 455-500.
- Cobbing, E.J., and Pitcher, W.S., 1983. Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge: *In: Rodick, J.A., ed., Circum-Pacific terranes, Geological Society of America, Memoir 159*, pp. 277-291.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. and Ramos, V. , 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, V. 18, p. 303-332.
- Colley, H., Treolar, P.J., and Díaz, F., 1989. Gold-silver mineralization in the El Salvador region, northern Chile. *Economic Geology Monograph 6*, p. 208-217.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., and Chapell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 80, pp. 189-200.

- Corbett, G.J., and Leach, T.M., 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 6, 237 p.
- Cornejo, P., Tosdal, R.M., Mpodozis, C., Tomlinson, A.J., Rivera, O., and Fanning, C.M., 1997. El Salvador, Chile, porphyry copper deposit revisited: Geologic and geochronological framework. *International Geology Review*, V. 39, p. 22-54.
- Crépeau, R., Voicu, G, and Bardoux, R., 1996. Geology and metallogeny of the Omai gold mines, Guyana, South America: 39<sup>th</sup> Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Bahía, 1996, Anais, V. 7, pp. 241-243.
- Crouse, R.A., Cerny, P.L., and Burt, R.O., 1984. The Tanco pegmatite, southeastern Manitoba. In: Guillet, G.R., and Martin, W., eds. *The Geology of Industrial Minerals in Canada: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 29*, pp. 169-176.
- Cuadra, P., 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, N° 27, pp. 3-26.
- Cuadra, P. and Rojas, G., 2001. Oxide Mineralization at the Radomiro Tomic Porphyry Copper Deposit, Northern Chile. *Economic Geology*, V. 96, pp. 387-400.
- Cuadra, P., Grez, E., y Gröpper, H., 1997. Geología del yacimiento Radomiro Tomic. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1918-1922.
- Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K. and Treolar, P.J., 1996. Mesozoic Magmatic and Tectonic Events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27°30'S, North Chile: Constraints from 40Ar/39Ar Mineral Ages. *The Journal of Geology*, V. 104, University of Chicago, pp. 19-40.
- Damm, K.-W., Pichowiak, S. and Todt, W., 1986. Geochemie, petrologie und geochronologie der plutonite und des metamorphen grundgebirges in Nordchile. *Berliner geowiss. Abh., (A)*, V. 66, pp. 73-146, Berlin.
- Davidson, J., 1987. Tectonic and magmatic evolution of the southern Central Andes. In: IUGS/UNESCO, Deposit Modeling Workshop, Hydrothermal System in Volcanic Terrains (Abstract), 3p.
- Davidson, J., 1988. Tectonic and magmatic evolution of the Southern Chilean Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, V. 15, N° 2, pp.195-197.
- Davidson, J., and Mpodozis, C., 1991. Regional geologic setting of epithermal gold deposits, Chile. *Economic Geology*, V. 86, p. 1174-1186.
- Dewey, J., 1980. Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries. In: Strangway, D. (Editor), *The Continental Crust and its Mineral Deposits*, Geological Association of Canada, Special Paper N°20, pp. 553-577.
- Dewey, J.F. and Bird, F.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonic. *Journal of Geophysical Research*, V. 75, pp. 2625-2647.
- Díaz, M., Cordani, U., Kawashita, K., Baeza, L., Venegas, R., Hervé, F. and Munizaga, F., 1985. Edades radiométricas preliminares de Península Mejillones, Norte de Chile. *Comunicaciones N°35*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, pp. 59-67.
- Dick, L.A.; Ossandon, G.; Fitch, R.G.; Swift, C.H. and Watts, A., 1993. Discovery of blind copper mineralization at Collahuasi, Chile. Abstract, In: *Integrated methods in*

- exploration and discovery, Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, Program and Abstracts, pp. AB 21-23.
- Dick, L.A., Chávez, W.X., Gonzalez, A., and Bisso, C., 1994. Geologic Setting and Mineralogy of the Cu-Ag-(As) Rosario Vein System, Collahuasi District, Chile. SEG Newsletter, N° 19, pp. 1-11.
- Dilles, J., Tomlinson, A., Martin, M., and Blanco, N., 1997. The El Abra and Fortuna complexes: a porphyry copper batholith sinistrally displaced by the Falla Oeste. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. III, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1883-1887.
- Dreyer, H. and Soto, H., 1985. Geología de Mina Susana, un yacimiento novedoso en Carolina de Michilla. Actas IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, V. 2, pp. 3-354 - 3-382.
- Enaudi, M.T., Mehnert, L.D., and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits: Economic Geology, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume, pp. 317-391.
- Ericksen, G.E., 1975. Metallogenic provinces of the southeastern Pacific region. U.S. Geological Survey, Open file Report (IR)CP-1, 52 p.
- Ericksen, G.E., 1976. Metallogenic provinces of Southern Pacific Region. Am. Assoc. of Petroleum Geologists Bull. Memoir 25, pp. 527-537.
- Espinoza, S., 1981. Esbozo metalogénico del distrito de Michilla, II Región, Chile. Actas Primer Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis, Depto. Geociencias, Univ. del Norte, Antofagasta, Chile, pp. 71-81.
- Espinoza, S., 1982. Definición del tipo diseminado infravolcánico de sulfuros de cobre. Actas III Congreso Geológico Chileno, V. 3, Concepción, pp. E201-E219.
- Espinoza, S., and Palacios, C., 1982. Metalogénesis de los yacimientos de la Cordillera de la Costa entre Taltal y Tocopilla, 22°-23°S. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Argentina, Actas, V. 3, pp. 51-63.
- Espinoza, S., Véliz, H., Esquivel, J., Arias, J., y Moraga, A., 1996. The Cupriferous Province of the Coastal Range, Northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 19-32.
- Fontboté, L., Amstutz, C., Cardozo, M., Cedillo, E., and Frutos, J. (Editores), 1990. Stratabound Ore Deposits in the Andes. Springer Verlag, Berlín, 815 p.
- Frutos, J. y Pincheira, M., 1985. Metalogénesis y yacimientos metalíferos chilenos. In: Frutos, J., Oyarzun, R. and Pincheira, M. (Editors), Geología y Recursos Minerales de Chile. Editorial de la Univ. de Concepción, pp. 469-487.
- Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the Western Pacific. Journal of Geophysical Research, V. 77, pp. 4432-4460.
- Geijer, P., 1960. The Kiruna ores, In: Guide to Excursions A27 and C22, Part 1 (Sweden): 21<sup>st</sup> International Geological Congress, Norden, 1960, pp. 24-38.
- Goellnicht, N.M., Groves, D.I., McNaughton, N.J., and Dimo, G., 1989. An epigenetic origin for the Telfer Deposit, Western Australia. In: Keays, R.R., Ramsay, W.H.R., and Groves, D.I., eds., The geology of gold deposits: the perspective in 1988: Economic Geology Monograph 6, pp. 151-167.

- Grocott, J., Brown, M. and Dallmeyer, R.D., Taylor, G.K., and Treolar, P.J., 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean Plate Boundary Zone: *Geology*, V. 22, pp. 391-394.
- Gröschke, M., Von Hillebrandt, A., Prinz, P., Quinzio, L.A., and Wilke, H.-G., 1988. Marine Mesozoic Paleogeography in Northern Chile between 21° and 26°S. In: Bahlburg, H., Bretkreutz, C., and Giese, P. (Editors). *The Southern Central Andes. Lecture Notes in Earth Sciences*, 17, pp. 105-117.
- Guild P.W., 1972. Distribution of metallogenic provinces in relation to major earth features. In: Petrascheck, W.E. (Editor), *Metallogenic and Geochemical Provinces*, Springer-Verlag.
- Gustafson, L.B., 1979. Porphyry copper deposits and calc-alkaline volcanism. In: Mc Elhini, M.W. (Editor), *The earth its origin, structure and evolution*. Acad. Press., London, pp. 427-468.
- Gustafson, L.B., and Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, V. 70, N°5, pp. 857-912.
- Gustafson, L.B., and Quiroga, J., 1995. Patterns of Mineralization and Alteration below the Porphyry Copper Orebody at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, V. 90, pp. 2-16.
- Hedenquist, J.W. and Lowenstern, J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, V. 370, pp. 519-526.
- Heinrich, C.A., Ryan, C.G., Mernagh, T.P., and Eadington, P.J., 1992. Segregation of ore metals between magmatic brine and vapor – a fluid inclusion study using PIXE microanalysis: *Economic Geology*, V. 87, pp. 1566-1583.
- Heinrich, C.A., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., and Frischknecht, R., 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, V. 27, no. 8, pp. 755-758.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M.A.; Ramos, V.; Rapela, C.; Mpodozis, C. and Davidson, J., 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. In: Monger, J.W.H. and Francheteau, J. (editors) *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. American Geophysical Union – Geological Society of America, *Geodynamic Series*, V. 18, pp. 97-113.
- Hervé, M., 1987. Movimiento normal de la falla Paposo, Zona de Falla Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, N°31, pp. 31-36.
- Hervé, M., 1987a. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, N°31, pp. 37-42.
- Hilde, T.W.C., 1983. Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, V. 99, pp. 381-397.
- Hirtzman, M.W., Oreskes, N., and Einaudi, M.T., 1992. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-A-REE) deposits: *Precambrian Research*, V. 58, pp. 241-287.
- Hollister, V.F., and Bernstein, M., 1975. Copaque, Chile: Its Geological Setting and Porphyry Copper Deposit. *Transactions AIME* (June 1975), pp. 137-258.
- Holly, F.R. and Scholl, D.W., 1989. The evolution of forearc structures along an oblique convergent margin, Central Aleutian Arc. *Tectonics*, V. 8, No.3, pp. 497-516.

- Horbe, M.A., Horbe, A.C., Costi, H.C., and Teixeira, J.T., 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil – a review: *Journal of Geochemical Exploration*, V. 40, pp. 227-249.
- Howell, F.H., and Molloy, J.S., 1960. Geology of the Braden orebody, Chile, South America. *Economic Geology*, V. 55, N° 5, p. 863-905.
- Hunt, J.P., Bratt, J.A., and Marquardt, J.C., 1983. Quebrada Blanca, Chile: An Enriched Porphyry Copper Deposit. *Mining Engineering*, June 1983, pp. 636-644.
- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-Series and Ilmenite-Series granitic rocks. *Mining Geology*, V. 27, pp. 293-305.
- Ishihara, S., 1980. Significance of the Magnetite-Series and Ilmenite-Series of granitoids in mineral exploration. *Proceedings of the Fifth Quadrennial IAGOD Symposium*, E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele U. Obermiller), pp. 309-312, Stuttgart.
- Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization: *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume, pp. 458-484.
- Ishihara, S., 1985. Concentration of heavy metals during granitoid magmatic processes. In: Sasaki, A. et al., (Editors), *Mineral resources and engineering geology*. John Wiley & Sons, pp. 24-27.
- James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, V. 82, pp. 3325-3346.
- Jarrard, R.D., 1986. Relationships among subduction parameters. *Reviews of Geophysics*, V. 24, pp. 217-284.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. and Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, V. 94, pp. 341-361.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Halter, W., and Williams-Jones, A., 1995. Metal concentration versus dispersal in the magmatic-hydrothermal environment: A case study contrasting low-grade (East Kemptville, Nova Scotia) and high-grade (San Rafael, Peru) Sn-base metal deposits. In: Clark, A.H., ed. *Giant Ore Deposits II: Department of Geological Sciences, Queen's University, Kingston*, pp. 347-413.
- Kulm, L.D., Schweller, W.J. and Masias, A., 1977. A preliminary analysis of the subduction processes along the Andean Continental Margin, 6° to 45° S. In: Talwani, M. and Pitman, W.W. (Editors), *Problems in the evolution of island-arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. American Geophysical Union, Maurice Ewing Series.
- Kutina, J., 1998. The role of deep lithospheric structure in the genesis of giant ore deposits. *Global Tectonics and Metallogeny*, V. 6, N° 3-4, Pt. 2, April 1998.
- Lehmann, B., 1990. The metallogeny of Tin: *Lecture notes in Earth Sciences*, V. 32, Springer Verlag, Berlin, 211 p.
- Lehmann, B., 1993. Metallogeny of granite-related rare-metal mineralization. In: *Proceedings of the 29<sup>th</sup> International Geological Congress, 1992. Mineral resources Symposia Volume A: Resource Geology Special Issue*, N° 15, pp. 385-392.
- Levi, B., 1970. Burial metamorphic episodes in the Andean geosyncline, Central Chile. *Geologische Rundschau*, 59, 3, pp. 994-1013.

- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J.O., Padilla, H., and Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, V. 7, pp. 487-495.
- Losert, J., 1973. Genesis of copper mineralization and associated alterations in the Jurassic volcanics rocks of Buena Esperanza mining area. *Publicación N°40*, Depto. de Geología, Univ. de Chile, Santiago, 104 p.
- Maksaev, V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished Ph.D. Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University, 554 p.
- Maksaev, V. and Marinovic, N., 1980. Cuadrángulos Cerro de la Mica, Quillagua, Cerro Posada y Oficina Prosperidad, Región de Antofagasta. *Carta Geológica de Chile*, N° 45-48, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 63 p.
- Lindgren, W., 1933. *Mineral Deposits*, 4<sup>th</sup> Edition: McGraw-Hill, New York, 930 p.
- Lindsay, D., 1997. Structural control and anisotropy of mineralization within the Chuquicamata Porphyry Copper Deposit, Northern Chile. Ph. D. Thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, Canada, 381 p.
- Lindsay, D., Zentilli, M., and Rojas, J., 1995. Evolution of an active ductile to brittle shear system controlling mineralization at the Chuquicamata porphyry copper deposit, Chile. *International Geology Review*, V. 37, p. 945-958.
- Lindsay, D., Zentilli, M., and Ossandon, G., 1996. Falla Oeste fault system: record of its regional significance as exposed in the Chuquicamata open pit, northern Chile. In: *Third International Symposium on Andean Geodynamics*, St. Malo, France, pp. 427-430.
- Llaumet, C., 1979. Evaluación geológica del distrito minero El Guanaco, II Región, Chile, Informe Inédito ENAMI, 49 p.
- Maksaev, V., 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21° and 26° South, and the origin of major porphyry copper deposits. Unpublished Ph.D. Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University, 554 p.
- Maksaev, V., Moscoso, R., Mpodozis, .y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico Superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S): geología. Alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, N° 21, pp. 11-51.
- Mao, J., Chen, Y., and Li, H., 1995. Geology of tin deposits in China: *Scientia Geologica Sinica*, V. 4, pp. 121-177.
- March, W.S.Jr., 1935. Ore Deposits at Potrerillos, Chile. XVI International Geological Congress, Copper Resources of the World, V. 2, Washington, pp. 485-500.
- Marschik, R., and Fontboté, Ll., 1996. Copper(-Iron) Mineralization and Superposition of Alteration Events in the Punta del Cobre Belt, Northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 171-190.
- Marsh, T.M., Einaudi, M.T., and McWilliams, M.O., 1997. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology of Cu-Au and Au-Ag Mineralization in the Potrerillos District, Chile. *Economic Geology*, V. 92, p. 784-806.

- Maturana, M. y Saric, N., 1991. Geología y mineralización del yacimiento tipo pórfido cuprífero Zaldívar en Los Andes del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, V. 18, pp. 109-120.
- McDonald, G.D., and Arnold, L.C., 1994. Geological and geochemical zoning of the Grasberg igneous complex, Irian Jaya, Indonesia: *Journal of Geochemical Exploration*, V. 50, pp. 143-178.
- McInnes, B.I.A., and Cameron, E.M., 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from sub-arc environment: mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc Papua New Guinea: *Earth and Planetary Science Letters*, V. 122, pp. 125-141.
- McKee, E.H., Robinson, A.C., Rytuba, J.J., Cuitiño, L., and Moscoso, R., 1994. Age and Sr isotopic composition of volcanic rocks in the Maricunga Belt, Chile: implications for magma sources. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 7, pp. 167-177.
- Mégard, F., 1987. Cordilleran Andes and Marginal Andes: a Review of Andean Geology north of the Arica Elbow (18°S). In: Monger, J.W.H. and Francheteau, J. (Editors), *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. American Geophysical Union - Geological Society of America, *Geodynamic Series*, V. 18, pp. 71-95.
- Megaw, P.K.M., 1986. Geology and geologic history of the Santa Eulalia mining District, Chihuahua, Mexico. In Clark, K.F., Megaw, P.K.M., and Ruiz, J., eds. *Lead-zinc-silver carbonate-hosted deposits of Northern Mexico*: University of Texas, El Paso, *Society of Economic Geologists Guidebook*, pp. 213-232.
- Meinert, L.D., 1993. Igneous petrogenesis and skarn deposits. In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. and Duke, J.M., eds. *Mineral Deposit Modelling*: Geological Association of Canada, *Special Paper 40*, pp.569-583.
- Mitchell, A.H.G and Garson, M.S., 1972. Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones. *Trans. Inst. Min. Metal., Section B*, pp. B10-B25.
- Montecinos, P., 1983. *Petrologie des roches intrusives associées au gisement de fer El Algarrobo (Chili)*: Ph.D. Thesis, París, Université du Paris-Sud, Centre d'Orsay, 191 p.
- Morris, J., Harmon, R.S., Tera, F., Lopez-Escobar, L., Klein, J. and Middleton, R., 1987. <sup>10</sup>Be, Sr, O and Pb isotope evidence for sediment subduction in the Southern Andes. In: Munizaga, F. (Editor), *Proceedings International Symposium Magmatic Evolution of the Andes*.
- Mortimer, C., 1980. Drainaje evolution of the Atacama desert of northern-most Chile. *Revista Geológica de Chile*, N°11, Santiago, pp. 3-28.
- Moscoso, R., MaksaeV, V., Cuitiño, L., Díaz, F., Koeppen, R., Tosdal, R., Cunningham, Ch., McKee, E., y Rytuba, J., 1993. El Complejo Volcánico Cerros Bravos, Región de Maricunga, Chile: Geología, Alteración Hidrotermal y Mineralización. En: *Investigación de Metales Preciosos en el Complejo Volcánico Neógeno-Cuaternario de Los Andes Centrales*. Servicio Geológico de Bolivia (GEOBOL); Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN); Instituto Geológico Minero Metalúrgico, Perú (INGEMMET), U.S. Geological Survey (USGS). Auspiciado por el Banco Interamericano de Desarrollo. pp. 131-165.

- Mpodozis, C. and Ramos, V., 1990. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen, G.E., Pinochet, M.T, and Reinemund, J.A. (Editors). *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, V. 11, Chapter 5, pp. 59-91.*
- Naranjo, J.A., Hervé, F., Prieto, X. and Munizaga, F., 1984. Actividad Cretácica de la Falla de Atacama al Este de Chañaral; milonitización y plutonismo. *Comunicaciones, Depto. Geología, Univ. de Chile, N°34, pp. 57-66.*
- Naranjo, J.A. and Puig, A., 1984. Hojas Taltal y Chañaral, Regiones de Antofagasta y Atacama. *Carta Geológica de Chile, SERNAGEOMIN, Santiago, N°62-63, 140 p.* Naranjo, J.A., Hervé, F., Prieto, X. y Munizaga, F., 1984. Actividad Cretácica de la Falla de Atacama al Este de Chañaral; milonitización y plutonismo. *Comunicaciones, N°34, pp. 57-66, Depto. Geología, Univ. de Chile.*
- Nelson, E., 1996. Suprasubduction Mineralization: Metallo-tectonic Terranes of the Southernmost Andes. In: *Subduction: Top to Bottom, Geophysical Monograph 96, American Geophysical Union, pp. 315-329.*
- Neumann, H., 1973. Mineralizaciones tipo cobre porfídico en Chile. *Revista Geológica de Chile, N° 1, pp. 67-73.*
- Nyström, J.O., and Henríquez, F., 1994. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry. *Economic Geology, V. 89, p. 820-839.*
- Nyström, J.O., and Henríquez, F., 1995. Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: Ore textures and magnetite geochemistry – A Reply. *Economic Geology, V. 90, p. 473-457.*
- Offler, R., Aguirre, L., Levi, B., and Child, S., 1980. Burial metamorphism in rocks of the Western Andes, Peru. *Lithos, V. 13, pp. 31-42.*
- Orquera, W., 1987. Geología y geoquímica de alteración en el "Area de Superficie" de la mina de cobre Buena Esperanza, Chile. B.Sc. thesis, Depto. Geociencias, Universidad del Norte, Antofagasta, 221p.
- Palacios, C., 1977. Metamorfismo regional en rocas volcánicas jurásicas en el norte de Chile. *Estudios Geológicos, Spain, V. 33, pp. 11-16.*
- Palacios, C., 1986. Subvolcanic Cooper deposits in the Coastal Range of Northern Chile. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1985, H.9/10, Stuttgart, Juni 1986, pp. 1605-1615.*
- Palacios, C. and Definis, A., 1981. Petrología del yacimiento Buena Esperanza, II Región, Norte de Chile. *Actas Primer Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis, Depto. Geociencias, Univ. del Norte, Antofagasta, pp. 48-67.*
- Palacios, C. and Definis A., 1981b. Geología del yacimiento estratiforme Susana, distrito Michilla, Antofagasta. *Actas Primer Coloquio sobre volcanismo y metalogénesis, Depto. Geociencias, Univ. del Norte, Antofagasta, pp. 82-91.*
- Reijs, J., and McClay, K., 1998. Salar Grande pull-apart basin, Atacama Fault System, northern Chile. In: Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A. and Dewey, J.F. (editors). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publications, 135, pp. 127-141.*

- Reutter, K.-J., and Scheuber, E., 1988. Relation between tectonics and magmatism in the Andes of Northern Chile and adjacent areas between 21° and 25°S; V Congreso Geológico Chileno, Santiago, Tomo III, pp. 1345-1363.
- Rhodes, A.L. and Oreskes, N., 1999. Oxygen Isotope Composition of Magnetite Deposits of El Laco, Chile: Evidence of Formation from Isotopically Heavy Fluids. In: Skinner, B.J. (editor), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, SEG Special Publication Number 7, p. 333-351.
- Rivera, S. and Stephens, A.J., 1988. Campos geotermales fósiles de edad Terciario Inferior y mineralización asociada en la Región de Antofagasta. V Congreso Geológico Chileno, Actas, V. 1, pp. B39-B64.
- Rogers, G. and Hawkesworth, C.J., 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 91, pp. 271-285.
- Ojeda, J.M., 1986. The Escondida Porphyry Copper Deposit, II Region, Chile. Part 2: Exploration Drilling and Current Geological Interpretation. In: Papers presented at the Mining Latin America / Minería Latinoamericana Conference (Smale-Adams, K.B., Chairperson), Inst. Min. And Metall., Meeting Nov. 17-19, 1986, London, UK, pp. 299-318.
- Olson, S.F., 1989. The Stratigraphic and Structural Setting of the Potrerillos porphyry copper district, northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, V. 16, N° 1, pp. 3-30.
- Ortiz, F.J., Lowell, D.J., Rojas, N., y Burns, P., 1985. Reseña Técnica del descubrimiento del yacimiento cuprífero Escondida, II Región, Chile. IV Congreso Geológico Chileno, Actas, Universidad del Norte, Antofagasta, pp. 3-703 – 3-729.
- Ossandón, G. y Zentilli, M., 1997. El Distrito de Chuquicamata: Una concentración de cobre de clase mundial. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, V. III, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1888-1892.
- Ossandón, G., Fréaut, R., Gustafson, L.B., Lindsay, D.D., and Zentilli, M., 2001. Geology of the Chuquicamata Mine: A Progress Report. *Economic Geology*, V. 96, pp. 249-270.
- Oyarzún, J., 1985a. La metallogenie andine: cadre geologique, petrologique et geochemique et essai d'interpretation. Doctoral Thesis, Universite de Paris-Sud, Centre D'Orsay, France, 864 p.
- Oyarzún, J., 1985b. Magmatismo y metalogénesis andina en Chile. In: Frutos, J., Oyarzún, R. and Pincheira, M. (Editors), *Geología y Recursos Minerales de Chile*. Editorial de la Univ. de Concepción, pp. 441-468.
- Oyarzun, R., Ortega, L., Sierra, J., Lunar, R., and Oyarzun, J., 1996. The manto-type deposits of Andacollo (Chile) revisited: a model based on fluid inclusion and geologic evidence. *Economic Geology*, V. 91, pp. 1298-1309.
- Oyarzún, J. and Frutos, J., 1974. Porphyry copper and tin-bearing porphyries a discussion of genetic models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, V. 9, pp. 259-263.
- Padilla, R.A., Titley, S.R., and Pimentel, F., 2001. Geology of the Escondida Porphyry Copper Deposit, Antofagasta Region, Chile. *Economic Geology*, V. 96, pp. 307-324.
- Pardo-Casas, F. and Molnar, P., 1987. Relative motions of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, V. 6, N°3, pp. 233-248.

- Partington, G.A.; McNaughton, N.J., and Williams, I.S., 1995. A review of the geology, mineralization, and geochronology of the Greenbushes pegmatite, Western Australia: *Economic Geology*, V. 90, pp. 616-635.
- Patterson, D.J. and Ohmoto, H., and Solomon, M., 1981. Geologic setting and genesis of cassiterite-sulfide mineralization at Renison Bell, western Tasmania: *Economic Geology*, V. 76, pp. 393-438.
- Pei, R., and Hong, D., 1995. The granites of China and their metalogeny: *Episodes*, V. 18, Nos. 1 & 2, pp. 77-82.
- Pemberton, G.B., 1997. Dating of alteration at the Radomiro Tomic Porphyry Copper Deposit, northern Chile by the high precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method. . Unpublished B.Sc. Honours Thesis, Halifax, Nova Scotia, Canada, Dalhousie University.
- Petersen, U., 1970. Metallogenic provinces in South America. *Geologische Rundschau*, V. 59, pp. 834-897.
- Petersen, U., 1977. Introduction to the issue devoted to mineral deposits in the South American Cordillera. *Economic Geology*, V. 72, pp. 887-892.
- Petersen, C.R., Rivera, S., and Peri, M.A., 1996. Chimborazo Copper Deposit, Region II, Chile; Exploration and Geology. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 71-80.
- Petersen, C.R., and Vidal, C., 1996. Magmatic and tectonic Controls on the Nature and Distribution of Copper Deposits in Peru. . In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 1-18.
- Pilger, R.H., 1983. Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions. In: Cabré, R. (Editor) *Geodynamics of the eastern Pacific region, Caribbean and Scotia arcs*, *Geodynamics Series*, V. 9, American Geophys. Union-Geol. Soc. of America, pp. 113-125.
- Pilger, R.H., 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *J. Geol. Soc. London*, V. 141, pp. 793-802.
- Pollard, P.J., 1995. Geology of rare metal deposits. An introduction and overview: *Economic Geology*, V. 90, pp. 489-494.
- Polya, D., 1989. Chemistry of the main-stage ore-forming fluids of the Panasqueira W-Cu (Ag)-Sn deposit, Portugal: implications for models of ore genesis: *Economic Geology*, V. 84, pp. 1134-1152.
- Reijs, J., and McClay, K., 1998. Salar Grande pull-apart basin, Atacama Fault System, northern Chile. In: Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A. and Dewey, J.F. (editors). *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society of London, Special Publications, 135, pp. 127-141.
- Reeve, J.S., Cross, K.C., Smith, R.N., and Oreskes, N., 1990. Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit. In: Hughes, F.E., ed. *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*, V. 2: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph, N°14, pp.1009-1035.

- Reutter, K., Scheuber, E., and Helmcke, D., Structural evidence of orogen-parallel strike-slip displacements in the Precordillera on northern Chile: *Geologische Rundschau*, V. 80, pp. 135-153.
- Reutter, Scheuber, E. and Chong, G., 1996. The Precordilleran fault system of Chuquicamata, northern Chile: evidence of reversals along arc-parallel strike-slip faults. *Tectonophysics*, V. 259, p. 213-228.
- Reyes, M., 1991. The Andacollo Strata-Bound Gold Deposit, Chile, and its Position in a Porphyry Copper-Gold System. *Economic Geology*, V. 86, N° 6, pp. 1301-1318.
- Reynolds, P., Ravenhurst, C., Zentilli, M., and Lindsay, D., 1998. High-precision  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of two consecutive hydrothermal events in the Chuquicamata porphyry copper system, Chile. *Chemical Geology*, V. 148, p. 45-60.
- Richards, J.P., and Kerrich, R., 1993. The Porgera gold mine, Papua New Guinea: Magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit: *Economic Geology*, V. 88, pp. 1017-1052.
- Rivera, S., 1984. Esquema de distribución de vetas y tipos de clavos mineralizados en el distrito aurífero San Cristobal, II Región, Chile. In: IV Congreso de Ingenieros de Minas, Copiapó, pp. 209-213.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, V. 12, 644 p.
- Rojas, J., y Lindsay, D., 1997. Evolución estructural de Chuquicamata, su relación con la intrusión del pórfido y eventos de alteración-mineralización. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1893-1897.
- Routhier, P., 1980. Ou sont les métaux pour l'avenir?. Les provinces métalliques. Essai de métallogénie globale. *Memoire du BRGM*, n°105, 410 p.
- Ruiz, C. and Ericksen, G.E., 1962. Metallogenetic provinces of Chile, S.A. *Economic Geology*, V. 57, N°1, pp. 91-106.
- Ruiz, C., Aguirre, L., Corvalán, J., Klohn, C., Klohn, E., y Levi, B., 1965. Geología y yacimientos metalíferos de Chile. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago. 302 p.
- Ruiz, C., Aguilar, A., Egert, E., Espinoza, W., Peebles, F., Quezada, R. and Serrano, M., 1971. Strata-bound copper sulphide deposits of Chile. In *Proceedings IMA-IAGOD, 7<sup>th</sup> General Meeting, Tokyo-Kyoto, Japan, 1970*. Soc. Min. Geol. Japan, Special Issue 3, pp. 252-260.
- Ruiz, C. y Peebles, F., 1988. Geología, distribución y génesis de los yacimientos metalíferos chilenos. Editorial Universitaria, 334 p.
- Rundquist, D.V., 1982. Zoning of metallization associated with acid magmatism. In: Evans, A.M., ed. *Metallization Associated with acid magmatism*. John Willey, Chichester, pp. 279-289.
- Ryan, P.J., Lawrence, A.L., Jenkins, R.A., Mathews, J.P., Zamora, J.C., Marino, E., and Urqueta, I., 1995. The Candelaria Copper-Gold Deposit, Chile. In: Wahl, F., and Bolm, G.B, eds., *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*. Arizona Geological Society Digest 20, pp. 625-645.
- Sakurai, W., and Shimasaki, H., 1993. Exploration of blind skarn deposits based on the mineralization model of the Kamioka mine, Gifu prefecture, central japan: *Proceedings of the 29<sup>th</sup> International Geological Congress, 1992*, Mineral

- Resources Symposia, Volume B: Resource Geology Special Issue, N° 16 pp. 141-150.
- Saint Blanquat, M. de; Tikoff, B.; Teyssier, Ch. and Vigneresse, J.L., 1998. Transpressional kinematics and magmatic arcs. In: Holdsworth, R.E.; Strachan, R.A. and Dewey, J.F. (editors). Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society of London, Special Publications, 135, pp. 327-340.
- Sato, T., 1984. Manto type copper deposits in Chile: a review. Bulletin of the Geological Survey of Japan. V. 35, p. 565-582.
- Scheuber, E. and Andriessen, P.A.M., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. Journal of Structural Geology, V. 12, No 2, pp. 243-257.
- Scheuber, E. and Reutter, K.J., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics, V. 205, pp. 127-140.
- Scheuber, E.; Hammerschmidt, K.; and Friedrichsen, H., 1995. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama fault Zone, northern Chile: The age of deformation. Tectonophysics, V. 250, pp. 61-87.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommission on Geochronology IUGS; convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth Planetary Science Letters, V. 36, No3, pp. 359-367.
- Stoll, W.C., 1965. Metallogenic Provinces of South America. Mining Magazine, V. 112, pp. 22-33, 90-99.
- Vivallo, W. Y Henriquez, F., 1998. Génesis común de los depósitos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. Revista Geológica de Chile, V. 25, N° 2, pp. 199-228.
- Sawkins, F.J., 1972. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics. Journal of Geology, V. 80, pp. 377-97.
- Sawkins, F.J., 1990. Metal deposits in relation to plate tectonics. Second Edition, Springer-Verlag, Berlin, 461 p.
- Sato, T., Manto Type Deposits in Chile – a Review. Bulletin of the Geological Society of Japan, V. 35 (11), pp. 565-582.
- Serrano, L.; Vargas, R.; Stambuk, V.; Aguilar, C.; Galeb, M.; Holgrem, C., Contreras, A., Godoy, S., Vela, I, Skewes, M., and Stern, C.R., 1996. The Late Miocene Río Blanco – Los Bronces copper deposit central Chilean Andes. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. Andean Copper Deposits: new discoveries, mineralization styles and metallogeny: SEG Special Publication N°5, pp. 119-130.
- Scheuber, E. and Andriessen, P.A.M., 1990. The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. Journal of Structural Geology, V. 12, No 2, pp. 243-257.
- Scheuber, E. and Reutter, K.J., 1992. Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. Tectonophysics, 205, pp. 127-140.
- Schuppen, W, Büder, W., and Lange, G., 1994. On uranium mineralization in the vein deposits of the western Erzgebirge/Krusnehorý (Germany/Czech republic): Monograph Series of Mineral Deposits, N° 31, Gebrüder Borntraeger, Berlin, pp. 191-207.

- Schweller, W.J., Kulm, L.D. and Prince, R.A., 1981. Tectonics, structure and sedimentary framework of the Peru-Chile trench. *In: Kulm, L.D. and others (Editors), Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*, Geological Society of America, Memoir 154, pp. 323-349.
- Scotese, Ch.R., and Rowley, D.B., 1985. The Orthogonality of Subduction: an empirical rule?. *Tectonophysics*, V. 116, pp. 173-187.
- Siddeley, G., and Araneda, R., 1989. Gold-Silver occurrences of The El Indio Belt, Chile. *In: Ericksen, G.E., Cañas, M.T, and Reinemund, J.A., eds., Geology of The Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, V. 11, pp. 273-283.*
- Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, V. 67, pp. 184-197.
- Sillitoe, R.H., 1972b. Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol. Soc. of America Bull.*, V. 83, pp. 813-818.
- Sillitoe, R.H., 1973. The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, V. 68, pp. 799-815.
- Sillitoe, R.H., 1973b. Geology of the Los Pelambres porphyry copper deposit. *Economic Geology*, V. 68, pp. 1-10.
- Sillitoe, R., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: Implications for magmatism and metallogeny: *Nature*, V. 250, pp. 542-545.
- Sillitoe, R.H., 1976. Andean mineralization a model for the metallogeny of convergent plate margins. *In: Strong, D.F. (Editor) Metallogeny and plate tectonics*, Geol. Assoc. Canada, Special Paper, N°14, pp. 59-100.
- Sillitoe, R.H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, V. 72, pp. 99-109. Sillitoe, R.H., 1980. Are porphyry copper deposits and Kuroko-type massive sulfide deposits incompatible?. *Geology*, V. 8, pp. 11-14.
- Sillitoe, R.H., 1981. Regional aspects of the Andean porphyry copper belt in Chile and Argentina. *Inst. Min. Metall. Transactions, Section B*, V. 90, pp. 15-36.
- Sillitoe, R.H., 1985. Ore related breccias in volcano-plutonic arcs: *Economic Geology*, V. 80, pp. 1467-1514.
- Sillitoe, R.H., 1986. Space-time distribution, crustal setting and Cu/Mo ratios of Central Andean porphyry copper deposits: Metallogenic implications. *In: Friedrich, G.H. and others (Editors), Geology and Metallogeny of copper deposits*, Springer-Verlag, pp. 235-250.
- Sillitoe, R.H., 1988. Epochs of intrusion-related copper mineralization in the Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 1, N°1, pp. 89-108.
- Sillitoe, R.H., 1991. Intrusion related gold deposits. *In: Foster, R.P., ed. Metallogeny and exploration of gold*. Blackie, Glasgow, pp. 165-209.
- Sillitoe, R.H., 1991b. Gold Metallogeny of Chile – an introduction. *Economic Geology*, V. 86, p. 1187-1205.
- Sillitoe, R.H., 1993. Gold-rich porphyry copper deposits: Geological model and exploration implications. *In: Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., and Duke, J.M.,*

- eds., Mineral Deposit Modelling, Geological Association of Canada, Special Paper 40, pp. 465-478.
- Sillitoe, R.H., 1994. Erosion and collapse of volcanoes: Causes of telescoping in intrusion-centered ore deposits. *Geology* V. 22, p. 945-948.
- Sillitoe, R.H., 1995. Influence of magmatic-hydrothermal models on exploration strategies for vulcano-plutonic arcs. In: Thompson, J.F.H., ed. *Magmas, fluids, and ore deposits*. Mineralogical Society of Canada, Short Course Series, V. 26, pp. 511-525.
- Sillitoe, R.H., and McKee, E.H., 1996. Age of Supergene Oxidation and Enrichment in the Chilean Porphyry Copper Province. *Economic Geology*, V. 91, pp. 164-179.
- Sillitoe, R.H., 1996. Granites and metal deposits. *Episodes*, V. 19, pp. 126-133.
- Sillitoe, R.H., 1997. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region. *Australian Journal of Earth Sciences*, V. 44, p. 373-388.
- Sillitoe, R., 1997b. Gold deposits and intrusive rocks. *Mineral Deposits*, Papunen (Editor), pp. 23-26.
- Sillitoe, R.H., Mortimer, C. and Clark, A.H., 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert Chile: *Trans. Inst. Mining. Metall., Section B*, V. 77, pp. 166-169.
- Sillitoe, R.H. and Clark, A.H., 1969. Copper and copper sulfides as the initial products of supergene oxidation, Copiapó mining district, northern Chile. *The American Mineralogist*, V. 54, pp. 1684-1710.
- Sillitoe, R.H. and Sawkins, F.J., 1971. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper bearing tourmaline breccia pipes, Chile. *Economic Geology*, V. 66, pp. 1028-1041.
- Sillitoe, R.H., and Gappe, I.M., (1984). Philippine porphyry copper deposits: geologic setting and characteristics. CCOP Project Office, UNDP Technical Support for Regional Offshore Prospecting in East Asia (RAS/81/120), 89 p.
- Sillitoe, R.H. and Hart, S.R., 1984. Lead isotopic signatures of porphyry copper deposits in oceanic and continental settings, Colombian Andes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 48, pp. 2135-2142.
- Sillitoe, R.H., Halls, C., and Grant, J.N., 1975. Porphyry tin deposits in Bolivia. *Economic Geology*, V. 70, pp. 913-927.
- Sillitoe, R.H., McKee, E.H., and Vila, T., 1991. Reconnaissance K-Ar Geochronology of the Maricunga Gold-Silver Belt, Northern Chile. *Economic Geology*, V. 86, pp. 1261-1270.
- Sillitoe, R.H., Marquart, J.C., Ramírez, F., Becerra, H., and Gómez, M., 1996. Geology of the concealed MM porphyry copper deposit, Chuquicamata District, Northern Chile. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 59-70.
- Sillitoe, R.H., and McKee, E.H., 1996. Age of Supergene Oxidation and Enrichment in the Chilean Porphyry Copper Province. *Economic Geology*, V. 91, pp. 164-179.
- Skewes, M.A., and Stern, C.R., 1995. Genesis of the giant Late Miocene to Pliocene copper deposits of central Chile in the context of Andean Magmatic and Tectonic evolution. *International Geology Review*, V. 37, pp. 839-909.

- Symons, P.M., Anderson, G., Beard, T.J., Hamilton, L.M., Reynolds, G. D., Robinson, J.M., Stnaley, R.W., and Thompson, C.M., 1990. Boddington gold deposits. In: Hughes, F.E., ed. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea, V. 1: Australasian Institute of Mining and Metallurgy Monograph, N°14, pp. 165-169.
- Stern, C.R., 1988. Source region versus intra-crustal contamination in the petrogenesis of the Quaternary volcanic centers at the northern end (33-34°S) of the Southern Volcanic Zone of the Andes. Actas V Congreso Geológico Chileno, V. 3, pp. 129-143.
- Stern, C.R., 1989. Pliocene to Present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. Revista Geológica de Chile, V. 16, No. 2, pp. 145-162.
- Stern, C.R., and Skewes, A., 1997. Subduction of the Juan Fernandez Ridge below Central Chile: effects on subduction geometry, rates of subduction erosion, arc migration and magma chemistry, and genesis of copper deposits. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1724-1728.
- Stoll, W.C., 1964. Metallogenic belts, centers and epochs in Argentina and Chile. Economic Geology, V. 59, pp. 126-135.
- Stoll, W.C., 1965. Metallogenic provinces of South America. Mining Magazine, V. 112, pp. 22-33, 90-99.
- Sweng, P.L. and Clark, A.H., 1995. Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit, Moqueua, Southeastern Peru. In: Pierce, F.W. and Bolm, J.G., (Editors), Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera, Arizona Geological Digest 20, pp. 566-612.
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, V. 100, pp. 1666-1703.
- Taylor, H.P.Jr., 1979. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes, H.L., ed. Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 2<sup>nd</sup> Edition, John Wiley, New York, pp. 236-277.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J. and Middleton, R., 1986. Sediment in island-arc magmas: inferences from <sup>10</sup>Be. Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 50, pp. 535-550.
- Tomlinson, A.J. and Blanco, N., 1997. Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 1, Synmineral History. VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. III, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1873-1877.
- Tomlinson, A.J. and Blanco, N., 1997. Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Precordillera, Chile: Part 2, Postmineral History. VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. III, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1878-1882.
- Tosdal, R.M. and Richards, J.P., 2001. Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu±Mo±Au Deposits. In: Richards, J.P. and Tosdal, R.M. (editors) Structural Controls on Ore Genesis. Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, V. 14, p.157-181.
- Thompson, J.F.H., Mortensen, J.K., and Lang, J.R., 1995. Magma suites and metallogeny – examples from the Canadian Cordillera: Pacrim Congress 1995, Auckland, Proceedings, pp. 569-574.

- Thompson, B., Aftalion, M., McIntyre, R.M., and Rice, C., 1995. Geochronology and tectonic setting of silicic dike swarms and related silver mineralization at Candelaria, western Nevada. *Economic Geology*, V. 90, pp. 2182-2196.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Hammill, M. and Baker, M.C.W., 1982. The Andes, In: Thorpe, R.S. (Editor), *Andesites*, John Wiley & Sons, pp. 187-205.
- Ulrich, T., Günter, D., and Heinrich, C.A., 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, Vol. 399, pp. 676-679.
- Uyeda, S., 1987. Chilean vs Mariana type subduction zones with remarks on arc-volcanism and collision tectonics. In: Monger, J.W.H. and Francheteau, J., (Editors), *Amer. Geophys. Union - Geol. Soc. of America, Geodynamic Series*, V. 18, pp. 1-7.
- Uyeda, S. and Nishiwaki, C., 1980. Stress field, metallogenesis and mode of subduction. In: Strangway, D., (Editor), *The continental Crust and Its Mineral Resources*, Geological Association of Canada, Special Paper 20, pp. 323-339.
- Vergara, H., 1997. El Cordón de Juan Fernandez y sus efectos morfotectónicos sobre el margen de Chile Central. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas V. III, Universidad Católica del Norte, Antofagasta, pp. 1854-1858.
- Vidal, C.E., 1985. Metallogenesis associated with the Coastal Batholith of Peru: a review. In: Pitcher, W.S. and others (Eds.). *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, pp. 243-249.
- Vila, T., 1991. Epithermal silver-gold mineralization at the Esperanza area, Maricunga Belt, high Andes of northern Chile. *Revista Geológica de Chile*, V. 18, N° 1, pp. 37-54.
- Vila, T., and Sillitoe, R.H., 1991. Gold-rich porphyry systems in the Maricunga belt, northern Chile. *Economic Geology*, V. 86, pp. 1238-1260.
- Vila, T., Sillitoe, R.H., Betzhold, J., and Viteri, E., 1991. The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile. *Economic Geology*, V. 86, pp. 1271-1286.
- Vila, T., Lindsay, N., and Zamora, R., 1996. Geology of the Manto Verde Copper Deposit, Northern Chile: A Specularite-Rich, Hydrothermal Tectonic Breccia Related to the Atacama Fault Zone. In: Camus, F., Sillitoe, R.H., and Petersen, R., eds. *Andean Copper Deposits: New Discoveries, Mineralization, Styles and Metallogeny*. Society of Economic Geologists, Special Publication Number 5, pp. 157-170.
- Vivallo, W., Espinosa, S., and Henriquez, F., 1993. Magnetite-apatite type iron-ore and gold mineralization in the Cerro Negro Norte district, Chile. In: Fenoll Hach-Ali, P., and Gervilla, F., eds., *Current Research in Geology Applied to Ore deposits: Granada, España, Universidad de Granada*, pp. 587-590.
- Vivallo, W., Espinosa, S., y Henriquez, F., 1994. Geología y mineralización del distrito ferrífero Cerro Imán, Copiapó – Chile: *Revista Geológica de Chile*, V. 21, Mo.2, pp. 197-212.
- Vivallo, W. Y Henriquez, F., 1998. Génesis común de los depósitos estratoligados y vetiformes de cobre del Jurásico Medio a Superior en la Cordillera de la Costa, Región de Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, V. 25, N° 2, pp. 199-228.
- Walcott, R.I., 1978. Geodetic strains and large earthquakes in the axial tectonic belt of north island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research*, V. 83, pp. 4419-4429.

- Warnaars, F.W.; Holgrem, C. and Barassi, S., 1985. Porphyry copper and tourmaline breccias at Los Bronces – Río Blanco, Chile. *Economic Geology*, Vol. 80, pp. 1544-1565.
- Whitehead, W.L., 1919. The veins of Chañarcillo, Chile. *Economic Geology*, V. 14, pp. 1-45.
- Williams, S.A., and Forrester, J.D., 1995. Characteristics of Porphyry Copper Deposits. In: Pierce, F.W., and Bolm, J.G., *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*. Arizona Geological Society Digest 20, pp. 20-34.
- Williams, P.J., Adshead, N.D., Blake, K.L., de Jong, G., Mark, K., and Rotherham, J.F., 1995. Magnetite-Cu-Au deposits in deeply eroded magmatic arcs: lesson from Proterozoic terrains: Pacific rim Congress 1995, Auckland, Proceedings, pp. 631-636.
- Woodcock, N.H., 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Royal Society of London Philosophical Transactions, Ser. A*, V. 317, pp.13-29.
- Wu, Y., and Mei., Y., 1982. Multi-phase intrusion and multi-phase mineralization and their evolution in Xihuashan tungsten ore field. In: Hepworth, J.V., and Yu, H.Z., eds. *Symposium on Tungsten geology, Jiangxi, China, 1981*, ESCAP-RMRDC, Bandung, pp. 437-449.
- Xie, K., Shi, X., and Song., F., 1996. The origin of iron-copper deposits in Marcona mining area, Peru. In: *Geology and Mineral Resources Proceedings of Ministry of Metallurgical Industry, International Academic Publishers, Beijing*, pp. 49-53.
- Zeil, W., 1979. *The Andes, A geological Review*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Zentilli, M., 1974. Geological Evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile, between 26° and 29° South. Ph.D. Thesis, Queen's University, Kingston, Canada, 446 p.
- Zentilli, M., 1975. Zonación regional y evolución metalogénica de los Andes entre las latitudes 26° y 29° Sur. *Actas II Congreso Iberoamericano de Geología Económica*. Tomo V, Buenos Aires, Argentina, pp 531-544.
- Zentilli, M., Leiva, G., Rojas, J., and Graves, M.C., 1994. The Chuquicamata system revisited (Extended Abstract). *Society of Economic Geologists Symposium, Copper Deposits of the Andes, New developments, Concepción Chile, October 17-18, 1994*, Proceedings 2, p. 1647-1651.
- Zweng, P.L., and Clark, A.H., 1995. Hypogene Evolution of the Toquepala Porphyry Copper-Molybdenum Deposit, Southeastern Peru. In: Wahl, F., and Bolm, G.B, eds., *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*. Arizona Geological Society Digest 20, pp. 566-612.