

DOMINIOS GEOTECTÓNICOS Y METALOGÉNESIS DEL PERÚ

GEOTECTONIC DOMAINS AS TOOL FOR METALOGENETIC MAPPING IN PERU

Víctor Carlotto, Jorge Quispe, Harmuth Acosta, Rildo Rodríguez, Darwin Romero, Luis Cerpa, Mirian Mamani, Enrique Díaz-Martínez*, Pedro Navarro, Fredy Jaimes, Teresa Velarde, Samuel Lu y Eber Cueva

RESUMEN

Estudios geológicos han permitido definir los dominios geotectónicos del territorio peruano, división que ha servido de base para elaborar los nuevos mapas metalogenéticos del Perú. El Mapa Metalogenético 2008 es una herramienta fundamental, aplicable a la prospección y exploración de recursos minerales, así como a la planificación del territorio. Este mapa es presentado desde la perspectiva de la geología regional y muestra 25 franjas metalogenéticas, las que están basadas en dominios geológicos o geotectónicos. Para cada franja se describe la evolución geológica y se relaciona el entorno geológico bajo los cuales se formaron los diversos tipos de yacimientos minerales; así como los límites tectónicos, sus características estratigráficas, estructurales y magmáticas. Desde el punto de vista geológico-económico se describen los principales yacimientos minerales y sub-tipos asociados que constituyen cada franja, según su génesis, contenido metálico y edad de mineralización. El Mapa Metalogenético del Perú 2008 delinea el potencial prospectivo por yacimientos minerales que presenta el territorio peruano y pone en evidencia importantes unidades geológicas, indispensables para la búsqueda de recursos minerales y por lo tanto para las inversiones mineras.

Palabras Claves: Geología regional, dominios geotectónicos, metalogénesis, mapa metalogenético, Perú

ABSTRACT

The Metalogenetic Map of Peru 2008 is a fundamental tool which can be used in the survey and exploration of mineral resources, as well as in territorial planning. The map offers a regional geological perspective based on 25 belts of metallic mineral deposits, each belt based on geologic or geotectonic domains. The geological evolution of each belt is described in relation with the geological setting which led to the formation of each mineral deposit, as well as the tectonic boundaries, and its stratigraphic, structural and igneous features. The main mineral deposits and related sub-types in each belt are described from the economic geology point of view according to their origin, metal content, and age of the mineralization. The Metalogenetic Map of Peru 2008 delineates the prospective potential of mineral deposits in the Peruvian territory, and points out important geological units crucial for the surveying of mineral resources and therefore for mining investments.

Keywords: Regional geology, geotectonic domains, metalogenetic map, Peru

INTRODUCCIÓN

A partir del año 2004 y luego de la culminación de la Carta Geológica a escala 1:100,000 del territorio nacional, INGEMMET decidió cambiar la metodología de trabajo. En efecto, la actualización de mapas por franjas fue seguida por el estudio de grandes dominios geológicos (Fig. 1) con importancia

en los recursos naturales y principalmente los recursos minerales y energéticos. Es así que se decide trabajar por proyectos de investigación, que no solo se ocupen de la actualización de la carta geológica a escala 1:50,000, sino también de realizar investigaciones específicas dentro de cada dominio geotectónico que

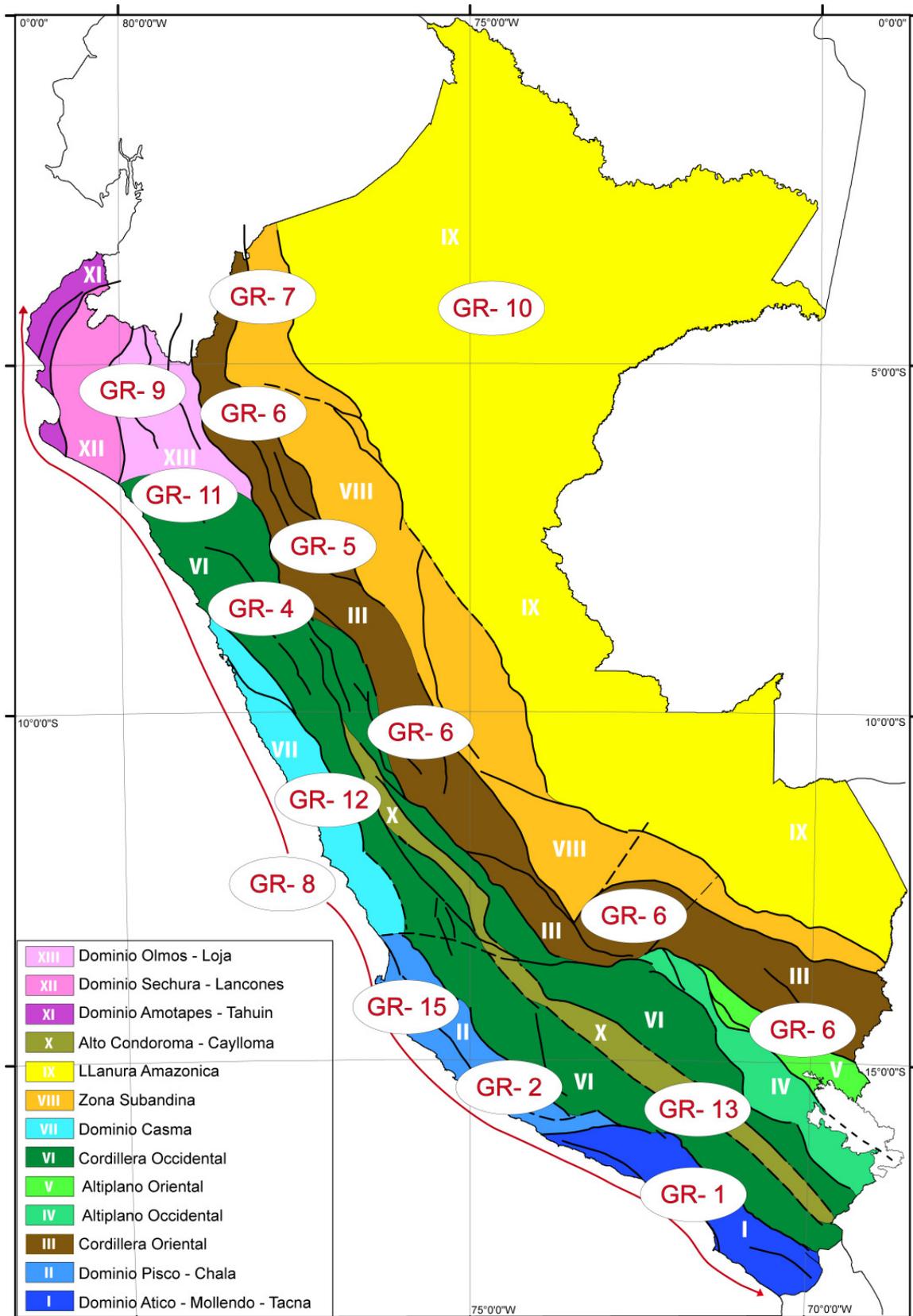


Figura 1. Mapa de dominios geológicos o geotectónicos y la ubicación de proyectos de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET.

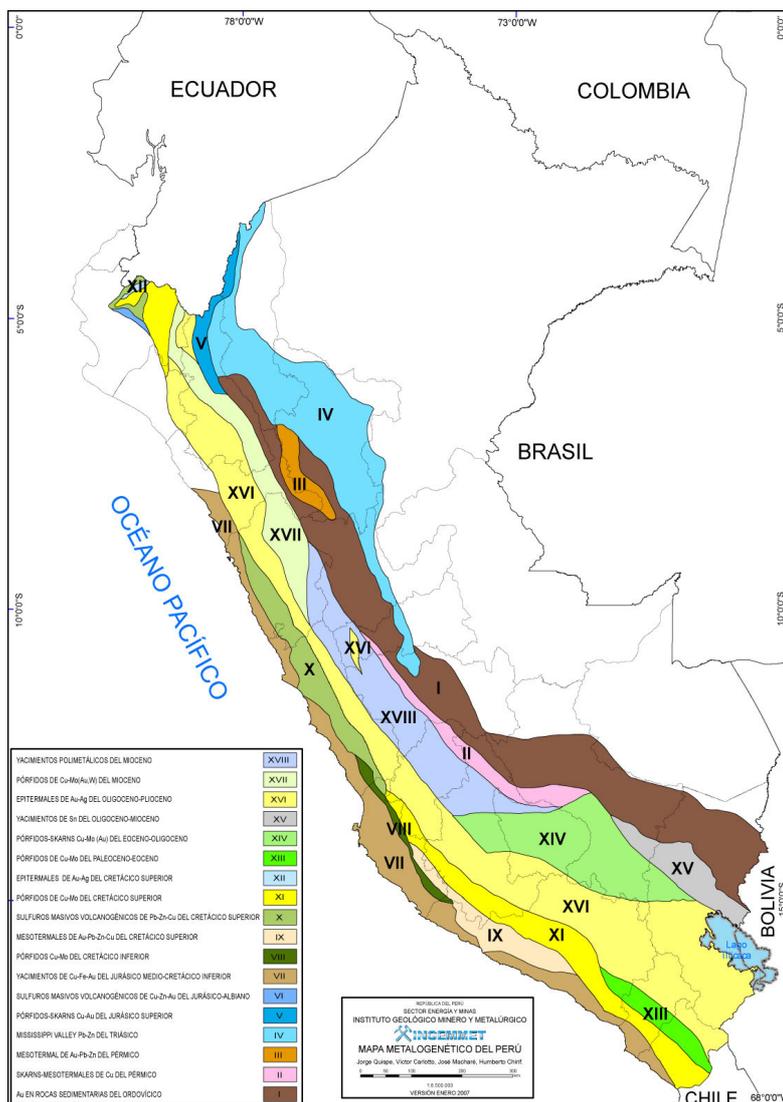


Figura 2. Mapa Metalogénico del Perú 2006, publicado en enero de 2007 (MINERIA, 2007).

involucre la estratigrafía-sedimentología, la tectónica, el vulcanismo, el magmatismo, la geoquímica y la metalogénia.

Todos los temas geológicos son tratados por los diferentes proyectos de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET y tienen su contraparte en la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos, en donde hay un equivalente de cada proyecto regional, pero que se ocupa de los estudios relacionados con la geología económica de yacimientos minerales del Perú. Integrando información de ambas direcciones, en enero 2007, se obtuvo el nuevo Mapa Metalogénico del Perú a escala 1:2'000,000 (Fig. 2; MINERIA, 2007), siendo el proyecto de investigación GR-6

“Evolución tectónica-sedimentaria y magmática del Pérmico-Triásico-Jurásico (del Mito al Pucará) implicancias geodinámicas, metalogénicas y petroleras”, esencial para la elaboración de este mapa. El proyecto GR-6 fue liderado, en cada dirección, por los dos primeros autores de este artículo. Posteriormente, este mapa fue perfeccionándose con la participación mas activa de los otros proyectos del INGEMMET, actualizándose a fines del año 2007. Finalmente, se ha elaborado el Mapa Metalogénico 2008 que se acompaña a este artículo y que fue presentado en el XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología (Quispe et al., 2008) llevado a cabo en Lima, el año 2008.

En consecuencia, las investigaciones geológicas por dominios geológicos o geotectónicos dan una mejor visión del territorio peruano y por lo tanto facilitan la integración de la información geológica y de los yacimientos minerales. Esta integración ha permitido elaborar este nuevo mapa metalogenético del Perú, que es una herramienta importante que ayuda a conocer mejor el territorio nacional, y así promover las inversiones mineras. Este nuevo mapa metalogenético refleja el potencial minero actual de nuestro país y ayuda a orientar adecuadamente las exploraciones de los inversionistas.

Por otro lado, el Mapa Metalogenético del Perú 2008 es una herramienta fundamental y aplicable a la planificación, como es el caso de la Zonificación Ecológica y Económica ZEE, ya que la evaluación de los recursos minerales, permite obtener mapas del potencial minero para la planificación del territorio.

ANTECEDENTES DE MAPAS METALOGENÉTICOS

Como antecedentes se puede recordar que la primera versión del mapa metalogenético del Perú fue realizado por De las Casas y Ponzoni (1969). Bellido y De Montreuil (1972) definieron 5 provincias metalogenéticas relacionadas con dominios morfoestructurales y son: 1) Provincia de Fe en la Cordillera de la Costa, 2) Provincia de Cu en la Cordillera y Batolito de la Costa, 3) Provincia Polimetálica en rocas volcánicas de la Cordillera Occidental, 4) Provincia Polimetálica en rocas sedimentarias de la Cordillera Occidental y Altiplano y 5) Provincia Polimetálica de la Cordillera Oriental y Faja Subandina. Desde entonces surgieron versiones actualizadas como la de Ponzoni (1980), quien consideró solo 4 provincias metalogenéticas debido a que agrupó las provincias de Fe y Cu de la costa, bajo el nombre de Provincia Cuprífera del Pacífico e incluyó en ella los yacimientos de oro asociados con los intrusivos del Batolito de la Costa. Canchaya y Aranda (2001) diferenciaron 14 provincias metalogenéticas asociadas a dominios litotectónicos, definidas a partir de los estilos de deformación (precámbrica, paleozoica y cenozoica) y edades de las rocas hospedantes de los yacimientos minerales. Cardozo (2006) define 14 franjas metalogenéticas determinadas según la génesis de yacimientos, tipo de metal, roca hospedante, edades de mineralización, magmatismo asociado y tonelaje de yacimientos.

En los últimos 15 años, con el desarrollo de las

ciencias geológicas y nuevos conocimientos sobre modelos de yacimientos, además del avance del conocimiento de la geología del Perú, ya era necesario elaborar un nuevo mapa metalogenético. Este mapa metalogenético pone en evidencia nuevos dominios estructurales que coinciden en la mayoría de los casos, con las franjas metalogenéticas, por lo que se describe la evolución geológica, la edad dominante de las unidades geológicas o geotectónicas, sus límites tectónicos, la edad de mineralización de yacimientos, así como prospectos recientemente descubiertos.

METODOLOGÍA

Para elaborar esta nueva versión del mapa metalogenético se han aprovechado los resultados de los proyectos de investigación enfocados en los dominios geológicos-geotectónicos que está desarrollando el INGEMMET (Fig. 1). Los dominios geológicos están siendo estudiados por los diferentes proyectos, que además de producir mapas a escala 1:50,000 de calidad como parte de la actualización de la Carta Geológica Nacional, analizan la evolución geológica de cada dominio con herramientas clásicas como son: la sedimentología, estratigrafía, tectónica, magmatismo, geoquímica y petrología. La integración de los mapas de estos dominios está permitiendo la obtención de los nuevos mapas tectónicos y geológicos a escala 1:1'000,000 del territorio peruano que deben salir publicados el 2009 y 2010.

Por lo tanto, la estrategia de trabajo y la integración de información están proporcionando un conocimiento regional cada vez más completo de la evolución tectónica, sedimentaria y magmática del Perú, así como la relación espacial y temporal de los yacimientos minerales. Por ejemplo, en este contexto, el cartografiado por centros volcánicos en el norte del Perú, dentro del dominio volcánico cenozoico, ha definido importantes centros volcánicos, los que han sido datados y relacionados con la mineralización de Au-Ag del tipo epitermal, como Lagunas Norte (Alto Chicama), La Virgen, Quiruvilca y Alto Dorado, entre otros (Navarro, 2007). Igualmente, en el territorio peruano se han determinado importantes sistemas de fallas regionales (Fig. 3) de edad Permo-Triásica, pero con reactivaciones asociadas a la tectónica andina. Estas mega estructuras, muchas de las cuales son producto de las acreciones mesoproterozoicas de bloques alóctonos (Fig. 4), no sólo limitan las unidades geotectónicas, sino que también controlan

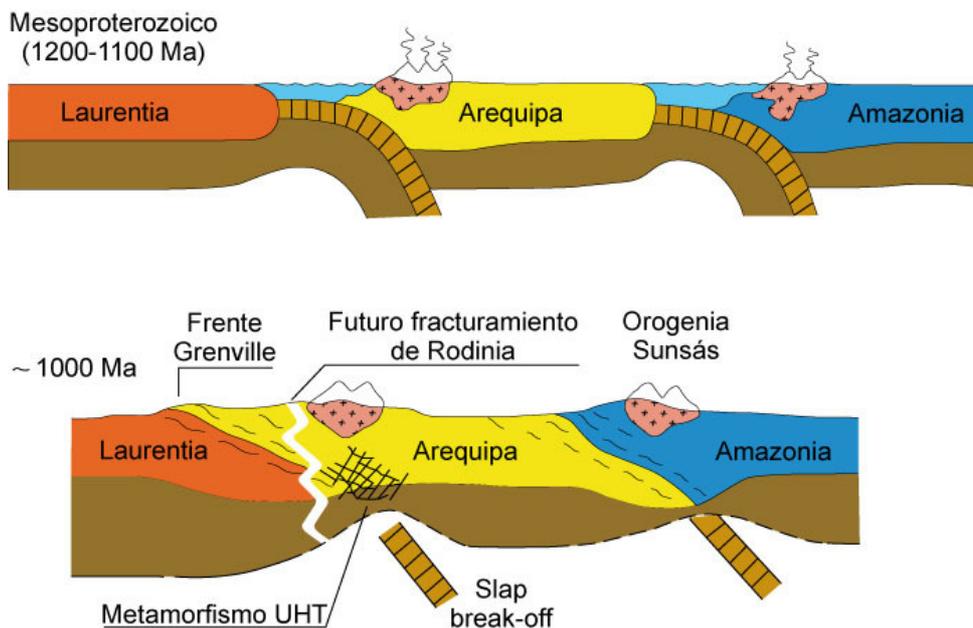


Figura 4. Modelo de la acreción del Macizo de Arequipa al continente Amazonia durante el Mesoproterozoico. Tomado y modificado de Ramos (2008).

la distribución espacial y temporal de yacimientos minerales y en general, las franjas metalogénicas. Los estudios de la evolución tectono sedimentaria y magmática de la región sur del Perú entre Cusco y Apurímac (Carlotto, 1998) han dado a conocer la evolución del magmatismo del Batolito Andahuaylas-Yauri, y su relación con yacimientos minerales, como los sistemas porfiríticos de Cu-Mo (Au) (Perelló et al., 2003a) y que sirvió para definir la metalogénia de este dominio geotectónico y su contribución para la elaboración del Mapa Metalogénico (Quispe et al., 2007). El estudio del magmatismo y la tectónica de la zona costera del Perú central (Romero, 2007), pudo diferenciar dos dominios geológicos correspondientes a la cuenca Casma y otra a la cuenca Cretácico superior-Paleoceno, separados por el Batolito de la Costa; y además puso en evidencia dos dominios metalogénicos potenciales por yacimientos de Cu-Fe-Au tipo IOCG (Cuenca Casma) y sulfuros masivos volcanogénicos (VMS) de Pb-Zn-Cu (Cuenca cretácica-paleocena).

Igualmente, se ha trabajado con la información de anomalías aeromagnéticas con las que cuenta INGEMMET, sobretodo para el sur del Perú, relacionándola con los sistemas de fallas importantes,

donde muchas de las ellas definen diferentes dominios geotectónicos. De igual forma, con la ayuda de la geoquímica isotópica de Pb-, Nd-, Sr, Sr-Sr de publicaciones geocientíficas (Macfarlane, 1999; Mamani et al., 2008) y proyectos del INGEMMET, se están caracterizando las firmas isotópicas y geoquímicas de los diversos ambientes geotectónicos y de las fuentes de mineralización de los diversos tipos de yacimientos minerales.

Por otro lado, la información de los trabajos de investigación en recursos minerales metálicos realizados por la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos del INGEMMET, más la información geocientífica pública, están contribuyendo a actualizar la base de datos de yacimientos y ocurrencias minerales del Perú, así como conocer su geología económica y características metalogénicas. Estos nuevos datos están siendo organizados por clases y tipos de yacimientos, entorno geotectónico, rocas hospedantes, edad de la roca hospedante, edad de mineralización, volumen, contenido metálico, entre otras características. Finalmente, se está aprovechando la geoquímica de sedimentos de quebrada, que está contribuyendo a determinar la extensión y límites de las franjas metalogénicas y a inferir la continuidad

de los metalotectos.

En resumen, el procesamiento y sistematización de la información geológica y de los yacimientos, mediante el uso de un sistema de información geográfica, ha permitido definir y caracterizar 25 franjas metalogenéticas que se describen a continuación y se representan en el Mapa Metalogenético del Perú 2008 (Fig. 5). Estas franjas están descritas en orden cronológico de acuerdo a las edades de mineralización.

DESCRIPCIÓN DE LAS FRANJAS METALOGÉNÉTICAS

I. Franja de Au en rocas metasedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico

Esta franja aurífera se localiza a lo largo de la Cordillera Oriental y parte de la Zona Subandina del territorio peruano. Las rocas hospedantes están conformadas por varios miles de metros de espesor de rocas metasedimentarias del Paleozoico inferior y medio, resaltando las pizarras, esquistos y cuarcitas de la Formación San José del Ordovícico (Dalmayrac et al., 1980). Estas rocas se depositaron en un ambiente marino que evolucionó de profundo a somero, donde las pizarras negras presentan pirita y material carbonoso indicadores de condiciones anóxicas durante la sedimentación y reductoras durante la diagénesis. El ambiente geotectónico corresponde a una cuenca en régimen distensivo (Fig. 6) en un contexto de trasarco (*backarc*) que evoluciona a régimen compresivo en un contexto de antepaís de retroarco (*retroarc foreland*). La subducción produjo un magmatismo de arco en la margen continental activa de Gondwana cuya raíz está representada por el Batolito de San Nicolás, que aflora en la región de la costa del sur del Perú. También existió un magmatismo de trasarco en la cuenca sedimentaria que es el que dio lugar a la mineralización de tipo sedimentario-exhalativo en el Ordovícico y Silúrico, posteriormente removilizada a partir del Devónico durante los sucesivos eventos de deformación, metamorfismo, magmatismo e hidrotermalismo.

La franja aurífera está delimitada al este por el sistema de fallas del frente subandino (Fig. 3) que hace cabalgar la Cordillera Oriental sobre la Llanura Amazónica, en tanto que hacia el oeste corresponde sucesivamente de sur a norte, a los sistemas de fallas de la Cordillera Real (prolongación de Bolivia; Dorbath et al., 1993) que se junta con el

sistema de fallas Urcos-Sicuani-Ayaviri (Carlotto, 1998; Carlotto, 2006a), luego el sistema de fallas San Francisco-Satipo-Pangoa y Oxapampa-San Vicente, y continúa al norte con el sistema de fallas del río Marañón (Mégard, 1984). Estos sistemas de fallas controlaron la evolución de las cuencas y el emplazamiento de cuerpos intrusivos durante todo el Paleozoico, adaptándose a los cambios en el régimen tectónico (Díaz Martínez et al., 2000). En el Permo-Triásico actuaron como fallas normales y de rumbo debido al régimen distensivo asociado a la evolución del rift permo-triásico. Durante la evolución andina estas fallas normales sufren la inversión tectónica y actúan como fallas inversas y de rumbo en régimen transpresivo (Carlotto, 1998; 2002; Carlotto et al., 2005), lo que ha producido el fuerte levantamiento y erosión de la actual Cordillera Oriental.

Esta franja está caracterizada por la presencia de Au hospedado en las rocas del Ordovícico y Siluro-Devónico, distribuido en mantos y vetas de cuarzo, pero también en lentes con arsenopirita y pirrotita paralelas a la esquistosidad de los metasedimentos. Los dos tipos de mineralización están genéticamente ligados y se interpretan como resultado de la circulación de fluidos hidrotermales submarinos relacionados con actividad magmática desarrollada entre el Ordovícico y Devónico, que atravesaron una columna sedimentaria en proceso de compactación, como es el caso de La Rinconada (Fornari et al., 1988). Este tipo de yacimiento puede ser sinsedimentario, pero también hay otros controlados por la esquistosidad y las fallas principales NO-SE, en cuyo caso la mineralización es evidentemente posterior y se relaciona con procesos metamórficos. Por otro lado, Clark et al. (1990a) discrepan con el origen exhalativo de los yacimientos primarios de Ananea, ya que las vetas se habrían emplazado durante episodios de fracturamiento en medios poco profundos y que la actividad hidrotermal está sobre impuesta por una tectónica transicional entre compresión y distensión, y probablemente con un rápido levantamiento y exhumación-erosión del área. Según estos últimos autores, las vetas de Ananea son consideradas de haberse formado en relación con los últimos estados cinemáticos de cuerpos plutónicos durante el ascenso, con fluidos derivados del metamorfismo. Además, la estrecha asociación de metales litófilos (Sn, W) con el Au en Ananea, apuntan a analogías con el distrito cercano de Condoriquiña (Fig. 11). De hecho, Petersen (1960) propuso una relación genética entre

estos dos centros, sugiriendo que las vetas ricas de Au en Ananea y los depósitos de Condoriquiña (Sn-W, Au) constituyen respectivamente, las facies distal y proximal, relacionadas directamente al emplazamiento del Batolito de Carabaya (230-220 Ma). Se ha inferido que los fluidos conteniendo Au habrían derivado de magmas graníticos o de aureolas metamórficas extensas del Batolito de Carabaya en profundidades mesotermales. Sobre estas bases, Clark et al. (1990a) han propuesto una posible edad jurásica para los yacimientos de Au de Ananea.

Entre los principales distritos y yacimientos, además de Ananea y Rinconada, se puede mencionar Capac Orcco, Untuca, Manco Capac, Santo Domingo y los prospectos Ccori, Ivan Tercero y Choquetacarpó. También hay Au en la zona de Suches, junto a la frontera con Bolivia, la que se prolonga, en este país, hasta Yani y Conde-Auqui (Fornari y Herail, 1991).

La mineralización aurífera del Paleozoico inferior se presenta principalmente en la zona sur de la franja, aunque se puede extender hasta la latitud 6°S. El denominado Complejo del Marañón (6°-10°30'S) corresponde esencialmente a rocas ordovícicas y se puede dividir en tres unidades: Ordovícico temprano, Ordovícico inferior-medio y Ordovícico medio-superior (Haeberlin, 2002; Chew et al., 2005; Cardona, 2006).

En el sur del Perú, esta franja incluye las vetas de Au que cortan las anfibolitas en las minas del Cerro Camanti y Chontapuncco (Fornari et al., 1988) situadas en el complejo de rocas volcano-sedimentarias y plutónicas de Iscaybamba, localizado al sur de Quincemil. Estas rocas fuertemente deformadas y metamorfizadas, constituyen una fuente potencial de Au y un importante metalotecto regional. En efecto, al sur de la Cordillera de Vilcabamba, en los alrededores del sitio arqueológico de Choquequirao, afloran series similares (Carlotto et al., 1999a). La edad de estas rocas y la deformación son similares a las series ordovícicas de Pataz, y afectadas por un evento tectónico que puede corresponder a la orogenia Famatiniana.

II. Franja de depósitos orogénicos de Au-Pb-Zn-Cu del Carbonífero-Pérmico

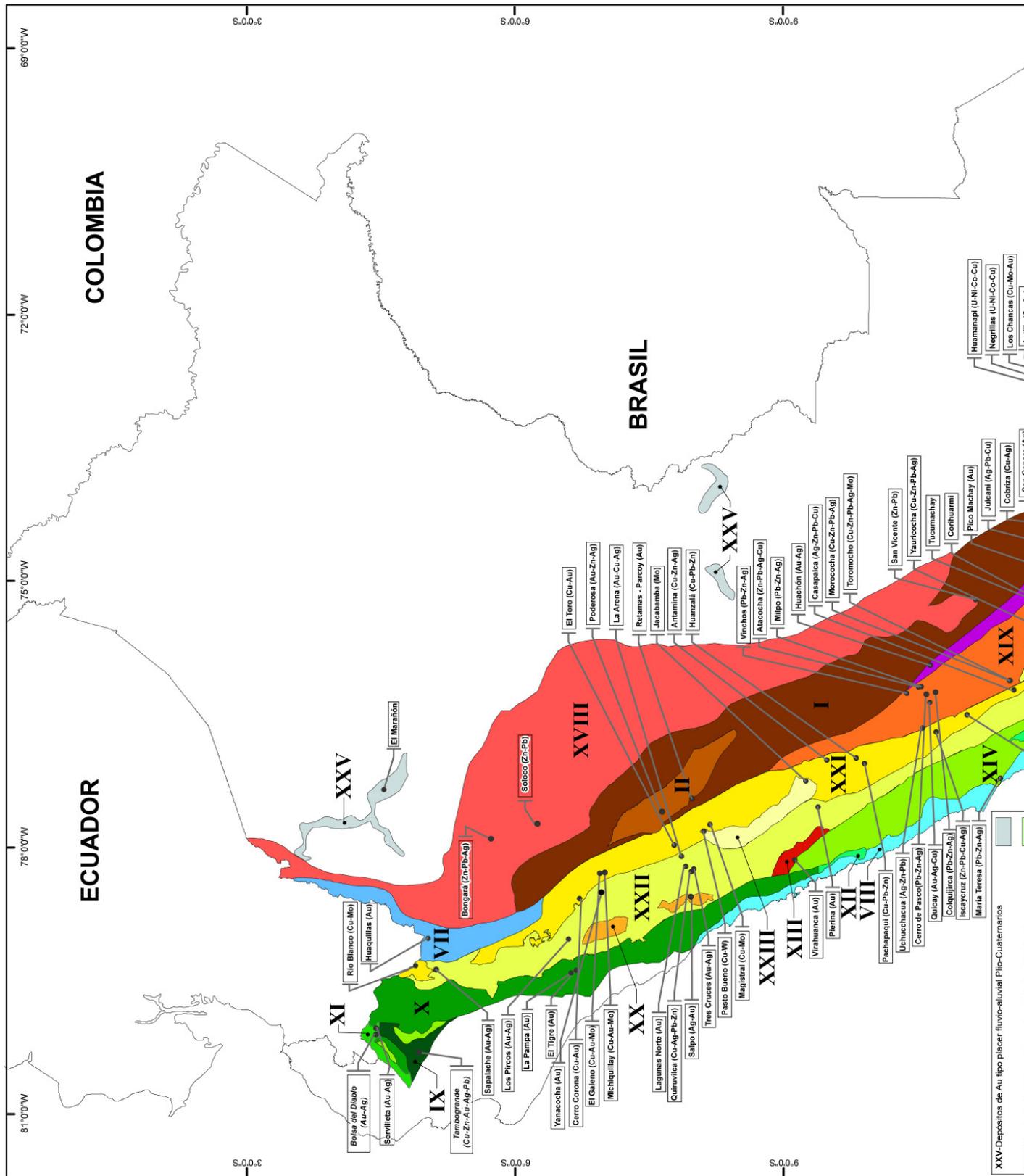
Esta franja se ubica en la Cordillera Oriental del norte del Perú, en la región de Pataz que forma la parte central de un cinturón de Au orogénico (Fig. 7).

Tiene una longitud mayor a los 160 km y 50 km de ancho. En los últimos 100 años ha producido más de 6 Moz de Au y aún mantiene un potencial prospectivo de 40 Moz. Esta franja está caracterizada por tener un basamento metamórfico, el Complejo del Marañón, anteriormente considerado de edad precámbrica, y una cobertura menos deformada del Paleozoico inferior y afectada por un plutonismo calco alcalino del Misisipiano (Wilson y Reyes, 1964).

El Complejo del Marañón (Wilson y Reyes, 1964) comprende 1000 a 1500 m de rocas polimetamórficas fuertemente plegadas, compuestas de filitas, micaesquistos y gneises (Haeberlin, 2002) del Ordovícico basal, y deformadas alrededor de los 480 Ma por la tectónica Famatiniana que produce además, un fuerte metamorfismo (Haeberlin, 2002; Chew et al., 2005). Suprayace en discordancia la Formación Vijus con 1200 m de depósitos volcanoclásticos menos deformados; que presenta una sucesión de areniscas, conglomerados y abundantes rocas volcánicas, que hacia la base tienen flujos piroclásticos de riolitas y dacitas, y hacia el techo lavas de basaltos y andesitas; todas atribuidas al Ordovícico inferior-medio (Wilson y Reyes, 1964; Haeberlin, 2002; Chew et al., 2005). Luego en concordancia, sigue la Formación Contaya con 200 a 600 m de secuencias turbidíticas plegadas, compuestas de pizarras intercaladas con algunas capas de cuarcitas, con restos de graptolitos del Ordovícico medio (Wilson y Reyes, 1964). En esta faja, Cardona et al. (2005), Cardona (2006) y Chew et al. (2007a) han reconocido rocas plutónicas de un arco magmático de edad ordovícica temprana a media. Las edades precámbricas, comúnmente asumidas para el complejo del Marañón, sólo corresponden a algunos segmentos aislados de migmatitas (Cardona, 2006).

La parte oeste de la faja está bordeada por una depresión tectónica NNO-SSE (Fig. 7) que consiste en una serie de grábenes y semigrábenes que contienen secuencias detríticas y carbonatadas de los grupos Ambo (Misisipiano), Tarma-Copacabana (Pensilvaniano-Pérmico inferior) y Mitu (Permo-Triásico); con secciones incompletas del Mesozoico (Wilson y Reyes, 1964; Schreiber, 1989; Haeberlin et al., 2004). Al este del río Marañón, una sucesión de lavas volcánicas e ignimbritas de la Formación Lavasen del Carbonífero se acumulan en las partes más altas (Fig. 7), estas rocas antiguamente fueron atribuidas al Neógeno (Wilson y Reyes, 1964).

El valle del Marañón forma un importante



Retira de la figura en A3

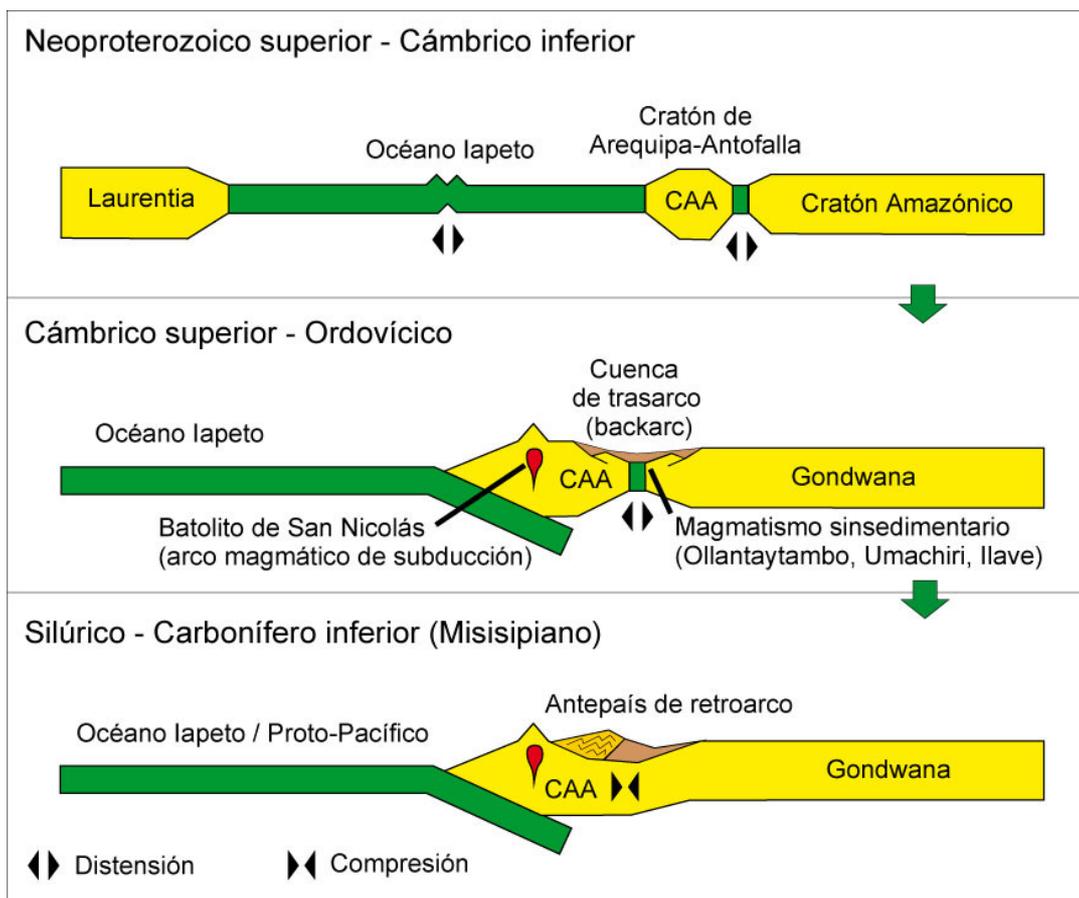


Figura 6. Esquema paleogeográfico de la evolución neoproterozoica y paleozoica inferior. Tomado y modificado de Jaillard et al. (2000).

alineamiento morfológico y tectónico, separando la Cordillera Occidental de la Cordillera Oriental, es el límite oeste de esta franja metalogénica. El Batolito de Pataz, de edad misisipiana (Vidal et al., 1995; Haerberlin et al., 2004), es el cuerpo plutónico más importante, se emplazó a lo largo de la zona de fracturas NNO-SSE (Fig. 7), intruyendo a las rocas metamórficas ordovícicas de basamento (Chew et al., 2007a); y es la roca huésped de las vetas auríferas. Las dioritas y monzodioritas precursoras afloran localmente en los bordes del batolito y fueron seguidas progresivamente por pulsos magmáticos ácidos de granodioritas a monzogranitos. Según los estudios petrográficos y geoquímicos (Schreiber, 1989) el Batolito de Pataz es de naturaleza calco alcalina con una gran variedad de contenido de dióxido de silicio (SiO_2), probablemente generado en un régimen orogénico transtensional y de fractura (Schreiber, 1989; Haerberlein, 2002).

Esta faja metalogénica hospeda un número

importante de distritos mineros como La Lima, El Tingo, Pataz, Parcoy y Buldibuyo (Fig. 7). La mineralización económica de Au ocurre en vetas de cuarzo ricas en sulfuro y emplazadas en zonas de cizalla en la margen del batolito. Las vetas auríferas están caracterizadas por una mineralización de sulfuros formada en dos etapas. Una relacionada con pirita masiva y algo de arsenopirita, y la otra subsecuente a la fracturación con una asociación mineralógica de Au, electrum, galena, esfalerita y calcopirita (Schreiber, 1989). Las características mineralógicas, texturales y geoquímicas, así como las características microtermométricas, son interpretadas como consecuencia de la mineralización a considerable profundidad producida por un sistema hidrotermal asociado con el emplazamiento del Batolito de Pataz (Schreiber, 1989).

Las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita, de los cuerpos de granodiorita-monzogranito del Batolito de Pataz proveen edades de 329.2 ± 1.4 y $328.1 \pm$

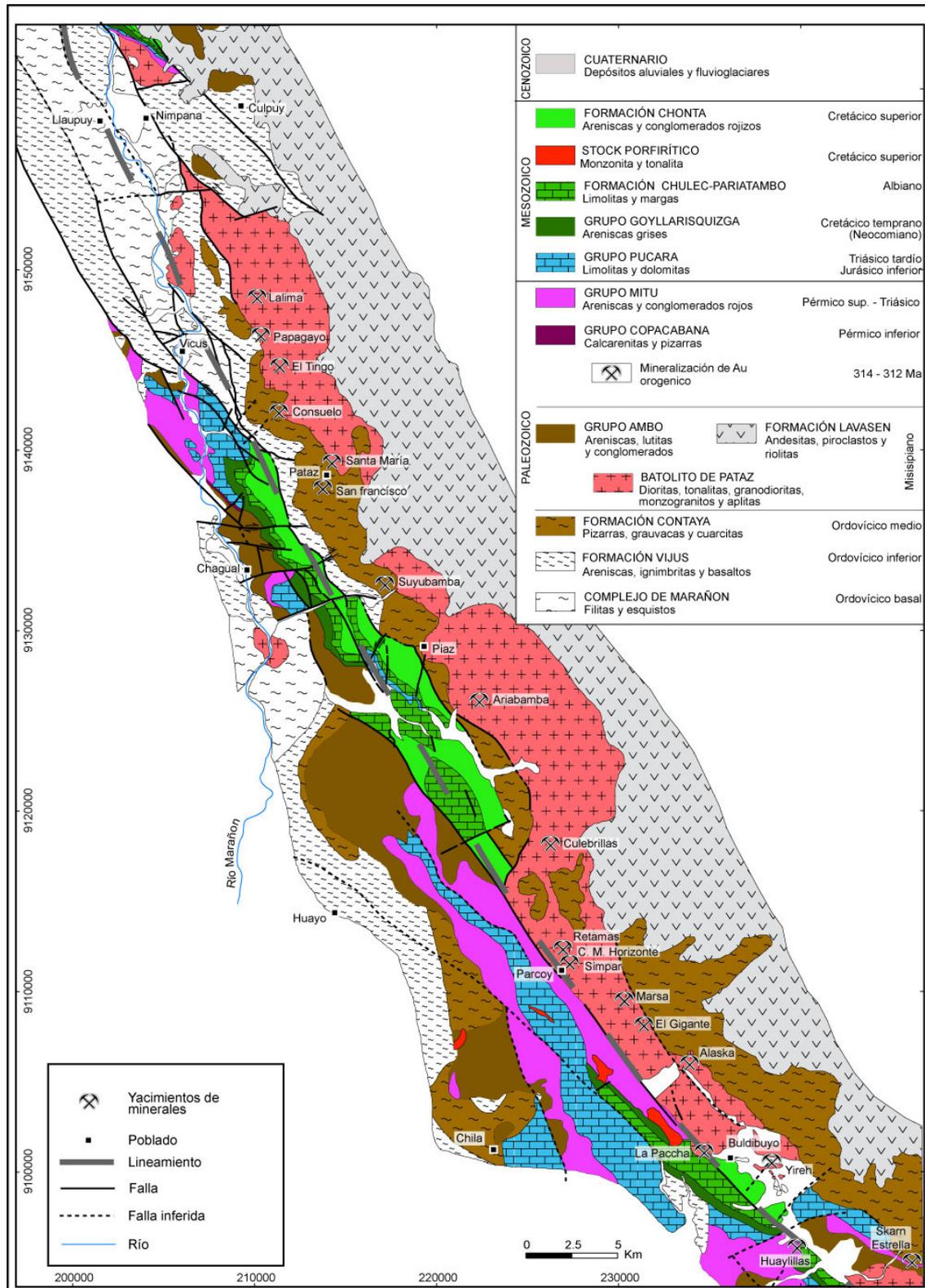


Figura 7. Mapa geológico actualizado de la región de Patate mostrando los principales yacimientos de oro. Tomado de INGEMMET (1999), Schreiber (1989), Haeblerin et al. (2004), modificado.

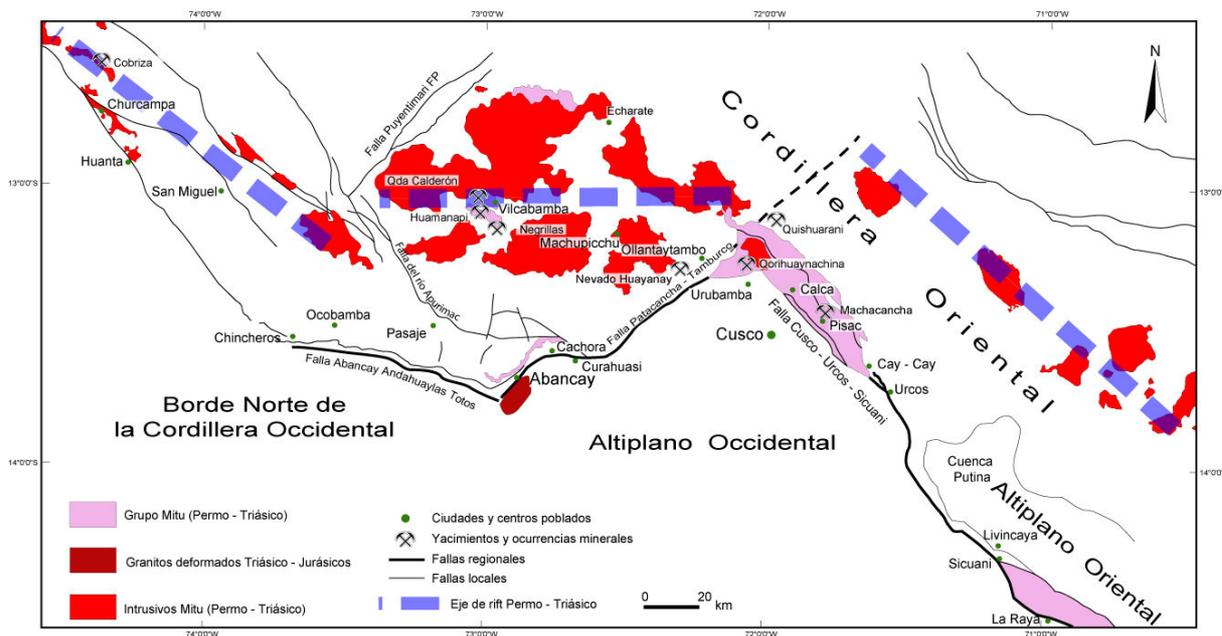


Figura 8. Mapa con las grandes estructuras permo-triásicas incluyendo el eje del rift, las fallas de transformación, rocas intrusivas, volcánicas y las ubicaciones de yacimientos del tipo pórfido-skarn Cu-Mo, y ocurrencias de U, Ni, Co. Tomado y modificado de Carlotto et al. (1999a, 2006a).

1.2 Ma (Haerberlin et al., 2004) que son similares a las edades de U/Pb sobre zircones de 329 ± 5 Ma (Vidal et al., 1995). Las muestras de muscovita de la alteración asociada con la mineralización de Au, han proporcionado edades entre 314 y 312 Ma (Haerberlin et al., 2004). Analizando las dataciones y las características estructurales, mineralógicas y geoquímicas de esta faja, así como la evolución geotectónica, Haerberlin et al. (2004) sugieren que la mineralización de Au está relacionada con un evento termal de gran escala que ocurrió en un cinturón colisional. En efecto, el apilamiento tectónico alcanzado durante el Paleozoico hasta el Carbonífero temprano produjo un importante engrosamiento de la corteza y subsecuente magmatismo que dio origen al Batolito de Pataz en el Misisipiano. Esto ocasionó un incremento del flujo de calor en la corteza, que habría provocado la liberación de grandes cantidades de fluidos hidrotermales mineralizados, que posteriormente precipitaron en las estructuras producto de cizalla frágil-dúctil presentes a lo largo de las márgenes del batolito durante el periodo de exhumación o levantamiento de la cadena, es decir en el Pensilvaniano inferior, entre 314 y 312 Ma (Haerberlin et al., 2004).

Como parte de las correlaciones regionales es importante mencionar que a 50 km al norte de

Cusco, en plena Cordillera Oriental, el intrusivo sintectónico de Amparaes afecta rocas del Ordovícico. El Domo de Amparaes es un granito contemporáneo de la tectónica eohercínica, que determinó en su caja una aureola de termometamorfismo en ambiente compresivo (Marocco, 1978). El granito ha sido datado por U/Pb en zircones, dando una edad de 330 ± 10 Ma (Marocco, 1978) similar al Batolito de Pataz, por lo que esta región podría tener un potencial aurífero, así lo evidencian algunos prospectos cercanos como San Cipriano en Lares, Calca (Velasco, 1963).

III. Franja de pórfidos-skarns Cu-Mo-Zn, depósitos de Au-Cu-Pb-Zn y U-Ni-Co-Cu, relacionados con intrusivos del Pérmico-Triásico

Esta faja se encuentra en la Cordillera Oriental del Perú Central, entre la región de Huanuco al norte y la región de Vilcabamba-Urubamba-Calca al sur. La estratigrafía está caracterizada por la presencia de rocas metamórficas del Complejo del Marañón, areniscas cuarzosas y lutitas negras del Grupo Ambo (Misisipiano), calizas y lutitas del Grupo Tarma-Copacabana o Grupo Titicaca (Pensilvaniano-Pérmico inferior). Todas estas secuencias metamórficas y sedimentarias han sido cortadas por cuerpos graníticos de grano grueso

emplazados en el Pérmico y el Triásico (Figs. 8 y 9) formando una franja de dirección NO-SE que corresponde al eje axial del rift permo-triásico (Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985; Sempere et al., 2002). Por encima y en discordancia angular, se encuentran las areniscas rojas de la Formación Sarayaquillo del Jurásico, las areniscas y lutitas del Grupo Oriente y la Formación Chonta del Cretácico. Tanto en el borde oriental como en el occidental de la cordillera, al NO de la Deflexión de Abancay, afloran rocas volcano-sedimentarias del Grupo Mitu (Permo-Triásico) y calizas del Grupo Pucará (Noriano-Pliensbachiano), que evidencian los bordes de sistemas de rifts correspondientes a los periodos mencionados. En la región de Vilcabamba que es el núcleo de la Deflexión de Abancay, afloran también rocas volcano-sedimentarias del Grupo Mitu que sobreyacen en discordancia al Permo-Carbonífero (Grupos Ambos, Tarma-Copacabana), los cuales a su vez son suprayacidos por lutitas y calizas del Grupo Yuncaypata del Cretácico y areniscas rojas del Cenozoico. Las estructuras regionales que controlan esta franja metalogénica son el sistema de fallas Ayacucho-Cerro de Pasco al oeste y los sistemas de fallas San Francisco-Satipo-Pangoa y Oxapampa-San Vicente al este (Fig. 3), las que a su vez son fallas heredadas de los rift del Mitu y Pucara, desarrolladas entre el Pérmico y el Jurásico. Adicionalmente,

en la región de Vilcabamba, las fallas NE-SO de Patacancha-Tamburco y Puyentimari (Figs. 3 y 8) delimitan y desplazan este dominio, además de controlar el límite de los batolitos de Machupicchu (246 ± 10 Ma, Rb/Sr en biotitas; Egeler y De Booy, 1961) y de Quillabamba (257 ± 3 Ma, U/Pb sobre zircones; Lancelot et al., 1978). Estas fallas NE-SO son interpretadas como fallas de transformación en corteza continental desarrolladas durante el proceso de rifting permo-triásico (Carlotto, 1998; 2002; Carlotto et al., 2006a).

El principal depósito de Cu en esta franja es el de Cobriza (Figs. 8 y 9), de tipo skarn, emplazado en las calizas del Grupo Tarma (Pensilvaniano), el que está plegado formando el anticlinal Coris que es la estructura principal del yacimiento. Al noreste, las calizas están intruidas por un granito de dos micas que forma parte del Batolito de Villa Azul, datado en 253 ± 11 Ma (Noble et al., 1995). La mineralización del skarn forma un manto mineralizado producto del reemplazamiento de secuencias calcáreas y lutíticas. El manto tiene 5500 m de largo, 15 a 25 m de potencia y 2000 m de profundidad, y se encuentra dentro del anticlinal Coris. La composición mineralógica es de magnetita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita, anfíbol, piroxeno, granate, baritina y calcita, con menor contenido de galena, esfalerita,

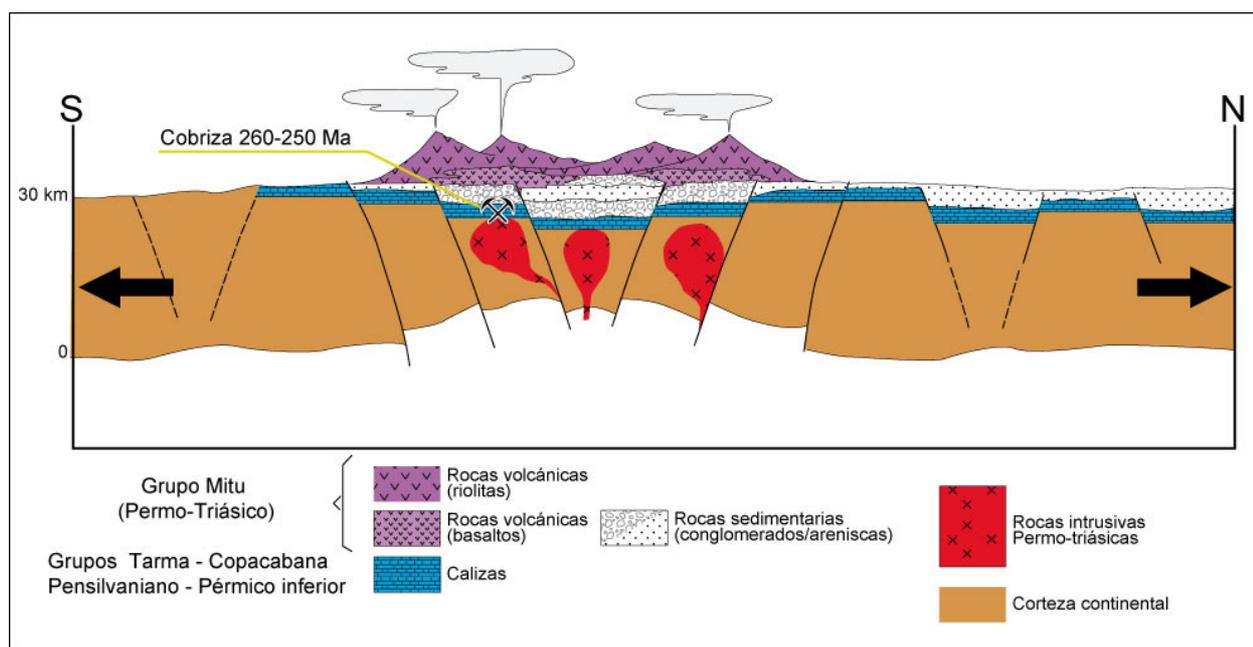


Figura 9. Sección estructural mostrando la paleogeografía permo-triásica donde se ha desarrollado yacimientos del tipo pórfidos y skarns como Cobriza, relacionados con intrusivos del Pérmico. Tomado y modificado de Carlotto et al. (2007).

pirita, limonita, siderita, cuarzo, escapolita y fluorita (Huamán et al., 1990); siendo el principal mineral la calcopirita con contenidos de plata (Valdez, 1983). El origen de Cobriza ha sido atribuida a un skarn distal (Petersen, 1965) formado en las calizas del Grupo Tarma (Huamán et al., 1990). La relación entre el granito de Cobriza (253 ± 11 Ma, Noble et al., 1995) y la mineralización (263 ± 8 Ma, Noble et al., 1995) no está del todo clara. Sin embargo, la edad de ambos es cercana, además que las características petrológicas y geoquímicas del intrusivo indican un emplazamiento en régimen extensional asociado al rift Permo-Triásico (Soler, 1991a).

La mineralización aurífera está representada por el depósito de Huachón, emplazado en las márgenes del batolito permo-carbonífero (309-258 Ma, Miscovik et al., 2009) y los esquistos del complejo metamórfico del Marañón. Actualmente, la explotación aurífera se realiza de forma artesanal, en un área de 60 km², aprovechando vetas con potencias centimétricas que pueden alcanzar esporádicamente hasta un metro. Las leyes varían desde 10 a 15 g/t en promedio y erráticamente hasta 70 g/t de Au. El Au presenta dos fases ricas en sulfuros (Défago et al., 2006): una asociada a cuarzo lechoso con pirita y arsenopirita, y la otra con cuarzo gris, galena, esfalerita y oro nativo. Esta segunda fase tuvo lugar después del importante fracturamiento y la deformación que afectó a la primera paragénesis. Las alteraciones, aunque no muy visibles, se componen de sericitización, cloritización y carbonatación (Défago et al., 2006) y son similares a las características de las vetas de cuarzo de Patatz (Haeberlin, 2002; Haeberlin et al., 2004), pero se diferencian por ser del tipo *gold intrusion related*.

La Cordillera de Vilcabamba (Fig. 8) situada en el núcleo de la Deflexión de Abancay (Marocco, 1978), es conocida como una zona minera desarrollada en el incanato y la colonia. En esta región se han reportado yacimientos con minerales de U, Ni, Co y Cu, además de Ag y Pb, emplazados en zonas de skarn, en intrusivos y rocas volcánico sedimentarias del Paleozoico superior (Carlotto et al., 1999a). En el distrito minero de Vilcabamba son conocidos los yacimientos y prospectos en las áreas o pequeños *clusters* de Huamanapi, Negrillas, Tembladera, Huaynahuarco, Huashuacocha, Minasnio, quebrada Calderón, cerro Puntarayoc, Aurora, Yunquiyoc, Panta, entre otros (von Braun, 1967). Las estructuras mineralizadas son vetas de dirección E-O, NE-SO y

N-S, las que se hallan emplazadas principalmente en las calizas del Grupo Copacabana y en particular en los skarn de magnetita-hematita. Las vetas tienen minerales de U, Ni, Co y Cu, sus longitudes van de 10 a más de 100 m, con anchos de 0.20 a 2 m. El uranio se presenta en pequeños lentes de uraninita negra, masiva, y en cristales de hasta 5 mm. Se tiene también pechblenda negra y minerales secundarios como uranotilo y chalcólita. Las anomalías radioactivas varían entre 400 y 3000 MR/HR y los análisis dieron localmente algunos valores de 1% de U como en la quebrada Calderón (von Braun, 1967). Acompañando al uranio, se tiene la niquelita, gersdorfit, tetrahedrita, esmaltita, calcopirita, pirita y frecuentemente minerales de ferroniquel. La ganga está constituida por calcita y dolomita. Ciertas paragénesis favorecen algunas direcciones de estructuras minerales, así el Co-Ni se encuentran en estructuras E-O (Adrianita y Santa Rita) y sobre todo en los puntos de intersección con fracturas de dirección NE-SO (San Marcos, Trincheras y Puntarayoc), en estas últimas se hallan los minerales de Cu. La galena y la blenda se hallan en las estructuras N-S (Yunquiyoc y Negrillas). Todo lo anterior indica que hubo un control tectónico con sus respectivas asociaciones de transporte de mineralización (von Braun, 1967). Los yacimientos muestran una sucesión normal de la paragénesis hidrotermal y neumatolítica, relacionada en primer lugar con los intrusivos permo-triásicos del Batolito de Vilcabamba o Machupicchu (von Braun, 1967) que al contacto con las calizas del Grupo Copacabana (Pérmico inferior), producen skarn de Fe (magnetita y hematita), asociados con mineralizaciones poco importantes de pirita (von Braun, 1967). Las soluciones hidrotermales posteriores tuvieron lugar sobre una zona de skarn, precipitando siderita y cuarzo, los cuales han sido la base para la formación de arseniuros y sulfuros. Así, la primera fase de mineralización hidrotermal fue de Co, Ni y U. La presencia de arsénico al inicio ha sido bastante, luego ha disminuido debido a la formación sucesiva de maucherita-niquelina roja, cloantita, rammelsbergita, saflorita-lolingita; y al mismo tiempo tuvo lugar la principal llegada de la pechblenda (von Braun, 1967). La siguiente sucesión de la paragénesis, es una fase de sulfuros y comprende la formación de pirita II, bornita, minerales de Cu y cuarzo; la que es seguida por la fase Ag-Pb-Zn, que es la última de la serie hidrotermal en la zona de Vilcabamba. La mineralización secundaria está caracterizada por la presencia de covelina y bravoita; así como

pechblenda secundaria, millerita y agregados de cloantita. Son importantes la malaquita, annabergita, así como la zeunerita y uranofana, estos últimos, minerales secundarios de uranio. En Vilcabamba, las grandes estructuras de dirección E-O y OSO-ENE son fallas que en algún momento de la mineralización han jugado como de rumbo y han favorecido la generación de vetas E-O, NE-SO y N-S en un corredor estructural, en las etapas de emplazamiento del Batolito de Vilcabamba o ligeramente después.

Esta franja con mineralización radioactiva se prologa hacia el este, en los bordes de la Cordillera de Vilcabamba, y más específicamente en la región de Cusco. En Qorihuayrachina (Urubamba) el uranio se halla en vetas con contenido de óxidos de Fe y Mn, y brechas con débil argilización y piritización (Velasco, 1963), dentro las rocas volcánicas del Grupo Mitu (Permo-Triásico). En la ladera sur del nevado Huayanay (Anta) la mineralización se presenta en las pizarras del Ordovícico, en forma reticular con piritita y posiblemente uraninita con ganga de cuarzo (Gabelman y Beard, 1962). En Quishuarani (Calca) vetas de Cu, Co, Ni, Fe y evidencias de minerales radioactivos (Gabelman y Beard, 1962) se hallan en pizarras del Paleozoico inferior, cerca y en el contacto fallado con las rocas volcánicas del Grupo Mitu (Carlotto et al., 1996).

De acuerdo a sus firmas de elementos mayores y traza, los granitos permo-triásicos de la Cordillera Oriental (Miskovic y Schaltegger, 2009) tienen alto contenido de uranio, y se les puede clasificar tectónica y magmáticamente como granitos orogénicos transicionales. En términos de saturación de aluminio, estos granitos son peraluminosos a peraluminosos medios. Las anomalías de Eu/Eu^* de los granitos permo-triásicos de esta región indican que los magmas tenían alto contenido de agua, favoreciendo así el transporte de los fluidos (Mamani, en preparación).

IV. Franja de depósitos de Sn-Cu-W relacionados con intrusivos del Pérmico-Triásico-Jurásico, Oligoceno-Mioceno; y depósitos epitermales de Ag-Pb-Zn

Se ubica en la parte suroeste de la Cordillera Oriental del extremo sur del Perú y en la cuenca Putina. Está limitada al oeste por el sistema de fallas NO-SE Urcos-Sicuani-Ayaviri y, al este por el sistema de fallas de la Cordillera Real (Fig. 3). Estos dos grandes sistemas de fallas definen un

bloque litosférico profundo (Fig. 10) diferente al terreno de Arequipa, el cual se habría acretado al substrato amazónico hace unos 1000 Ma (Carrier et al., 2005).

Desde el punto de vista morfotectónico, esta franja corresponde al Altiplano Oriental y a la parte suroeste de la Cordillera Oriental del sur del Perú. Presenta un substrato del Paleozoico inferior con pizarras de la Formación San José (Ordovícico) que predominan en el borde sur de la Cordillera Oriental. En cambio, en el Altiplano, sobre este substrato se ha desarrollado la cuenca meso cenozoica de Putina que muestra una tectónica de corrimiento de pliegues y fallas con vergencia al suroeste y de edad terciaria. El magmatismo permo-triásico y jurásico, así como los sistemas de fallas, indican la existencia de movimientos distensivos que dieron lugar a la formación de sistemas de rifts en esas épocas, afectando en parte a la mineralización estannífera.

Esta franja se superpone con la Franja I de Au en rocas metasedimentarias del Ordovícico y Siluro-Devónico. Se extiende por más de 1200 km de largo con un ancho de 40 a 100 km, desde el sur de Perú hasta la Argentina, es conocida como el *Inner arc* (Clark et al., 1984) y corresponde al borde este del dominio proterozoico de Arequipa, evidenciado por isótopos de Pb no radiogénicos (Mamani et al., 2008). Presenta su mayor desarrollo en Bolivia donde constituye una de las provincias estanníferas más ricas del mundo. La provincia, en Perú, se caracteriza por la coexistencia de mineralización estannífera y polimetálica con edades comprendidas entre el Paleozoico y el Terciario (Clark et al., 1984; Kontak et al., 1990a; Kontak y Clark, 2002). En la mayor parte de los casos, la mineralización se asocia con intrusivos de afinidad peraluminosa tipo S con escasa influencia de subducción. Los cuerpos intrusivos son stocks de monzogranitos a granodioritas (Kontak y Clark, 2002), con fuerte alteración clorítica (Mlynarczyk et al., 2003). Las rocas intrusivas del área constituyen la extensión de granitoides de la Cordillera Real de Bolivia, con edades de emplazamiento del Jurásico, Oligoceno y Mioceno. Los stocks intrusivos cortan las pizarras, esquistos y cuarcitas de las formaciones San José y Sandía del Ordovícico.

Según Lehmann (1990) la mineralización se relaciona con magmas que indican una diferenciación avanzada, con un componente vertical importante, es por eso que las rocas productoras tienen alto contenido

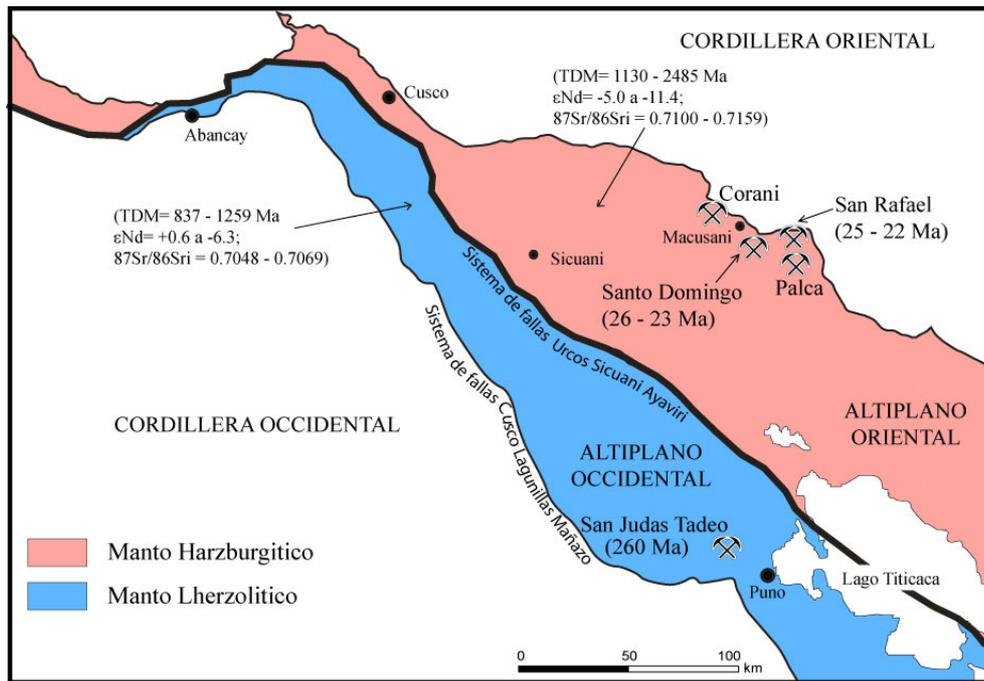


Figura 10. Bloques litosféricos definidos por Carlier et al. (2005) donde el Altiplano Oriental corresponde a la franja de depósitos de Sn-Cu-W relacionados con intrusivos del Pérmico-Triásico-Jurásico y del Cenozoico.

de SiO_2 (70-78 wt%, Miskovic y Schaltegger, 2009), en una corteza muy gruesa (Dorbath et al., 1993) que favoreció la concentración metálica e hidrotermal del Sn en las lutitas carbonosas reductoras del Ordovícico de la cuenca oriental. En esta faja estannífera se han distinguido 5 épocas metalogénicas (Zappettini et al., 2001). La más antigua y de menor volumen sería del Permo-Triásico (Soler et al., 1986) y está representada por pequeños depósitos vetiformes de Sn-W como Sarita, genéticamente asociado al granito de Aricoma preliminarmente datado en zircones por U/Pb en 234 ± 9 Ma (Dalmayrac et al., 1980). A este mismo periodo corresponden los depósitos de W-Au de San Judas Tadeo datado en 260 Ma (Clark et al., 1990b), pero situado fuera de los límites dibujados de esta franja (Fig. 10), cerca al sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo. El segundo evento, del Triásico superior-Jurásico inferior (225-202 Ma) se relaciona con una tectónica en extensión del tipo rift que en Bolivia originó muchos yacimientos en vetas, greisenes, pegmatitas y skarns de Sn-W-Au-Bi-Zn-Pb-Ag-Sb. Es posible que el yacimiento Sarita de Sn, W, Mo y Cu, mencionado líneas arriba, corresponda a este segundo evento ya que el plutón de Aricoma sería más joven por las edades K/Ar de 217 y 211 Ma, y que la alteración y mineralización se habría

dado entre 190 y 185 Ma (Clark et al., 1990a). El tercer episodio se relaciona con el magmatismo del Oligoceno superior-Mioceno inferior, entre 28 y 23 Ma; en este caso, la mineralización se asocia a intrusivos graníticos y corresponde a depósitos vetiformes de Sn semejantes a los del Paleozoico o Mesozoico. El cuarto episodio ocurre en el Mioceno medio y es de escasa importancia en Perú (Soler et al., 1986), aunque en Bolivia dio lugar a yacimientos muy conocidos, como del Cerro Rico de Potosí. La mineralización está asociada a pórfidos dacíticos de 16 y 11 Ma, acompañado por chimeneas hidrotermales y calderas de colapso. La última época de mineralización estannífera ocurrió durante el Mioceno superior-Plioceno, parece asociado al vulcanismo ignimbrítico de Macusani, donde además existen depósitos vetiformes, estratoligados y exhalativos de uranio (Arribas y Figueroa, 1985).

El principal depósito de Sn del Perú es San Rafael, pero destacan otros menores como Palca 11 y Santo Domingo (Figs. 10 y 11). Las edades de mineralización están entre 25 y 22 Ma, sin embargo, en Bolivia el depósito del Cerro Rico de Potosí registra una edad más joven, próxima a 14 Ma (Zartman y Cunningham, 1995). Igualmente, asociado a eventos volcánicos entre 25 y 14 Ma, se

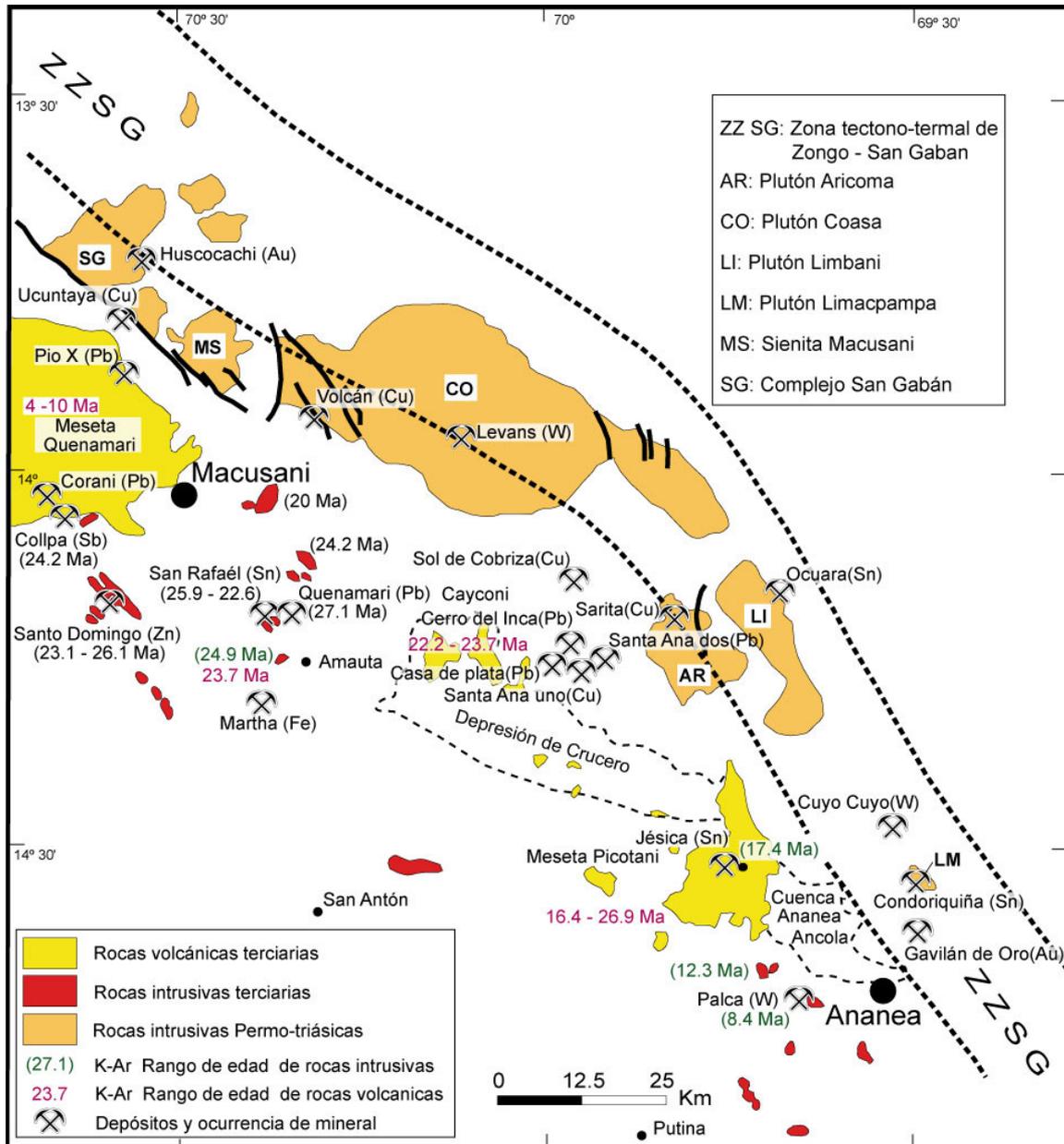


Figura 11. Mapa mostrando las ubicaciones de los prospectos de Sn-Cu-Sn, U y depósitos de Ag-Pb-Zn, Au, en el contexto tectónico regional donde resaltan las rocas intrusivas del Permo-Triásico-Jurásico, los pequeños cuerpos intrusivos del Mioceno y las rocas volcánicas miocenas de Quenamari, Crucero, Cayconi y Ananea. Además, se aprecia la zona tectotermal eocena Zongo-San Gabán (ZSGZ). Tomado y modificado de Clark et al. (1990a).

tienen depósitos epitermales de Ag-Pb-Zn (Au) de sulfuración intermedia a baja y vetas de Sb, siendo el depósito más representativo el de Corani (Clark et al., 1990a).

El depósito de Sn-Cu de San Rafael está situado en el flanco de la Cordillera de Carabaya (Figs. 10 y 11), es uno de los depósitos hidrotermales de Sn

mas grandes del mundo, con una ley promedio de 4.7%. La mena está constituida por casiterita en extensas vetas y sistemas de brechas ubicadas en niveles poco profundos de un stock de granodiorita que corta pizarras del Ordovícico (Arenas, 2000). La mineralización se presenta en vetas de casiterita-cuarzo-clorita, conteniendo brechas hospedadas en grandes fallas verticales. También existen cuerpos

diseminados que contienen casiterita diseminada acicular ubicada en la parte superior del sistema. Ambos tipos están asociados a la alteración clorítica, la que fue precedida por una intensa sericitización y turmalinización. La mineralización de Sn y el Cu subordinado fue confinada a zonas de cizallas frágiles de extensión lateral y vertical, generada por la tectónica regional que corta un pequeño stock monzogranítico a granodiorítico epizonal datado en 24.65 ± 0.20 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas (Clark et al., 2000), de fuerte composición peraluminosa, tipo S con cordierita y biotita (Kontak y Clark, 2002). Las vetas tienen longitudes mayores a 3 km, 0.5 a 2 m de potencia y rumbo NO-SE, como las de San Rafael, Mariano, Vicente, Jorge, Quenamari y Nazareth, (Arenas, 2000). La mineralización se dio en 3 etapas (Kontak y Clark, 2002): La etapa I es estéril, con vetas de cuarzo-turmalina y brechas que se emplazaron entre 24.10 ± 0.15 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en muscovita hidrotermal) a una alta temperatura ($\leq 580^\circ\text{C}$), por ebullición de fluidos salinos que posiblemente fueron disueltos del fundido granítico, mientras que la casiterita (Etapa II), y las altas elevaciones de depósitos de calcopirita (etapa III) fueron precipitados por enfriamiento y no ebullición ($T_h = 420^\circ\text{-}215^\circ\text{C}$) de fluidos menos salinos (0-20 wt % NaCl equiv.) datados en adularia por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 22.7 a 21.9 a Ma (Kontak y Clark, 2002). Salmueras magmáticas tempranas son deducidas de haber impregnado la mayor parte del reservorio, mientras que, alrededor de 2 Ma más tarde, los fluidos ricos con Sn-Cu de baja temperatura y bajo pH, fueron canalizados a lo largo de zonas de cizalla, donde ellos se mezclaron con aguas subterráneas frías no salinas (Kontak y Clark, 2002). En conjunción con la neutralización de los fluidos por alteración hidrolítica, esta canalización dio como resultado una precipitación de casiterita botroidal y de cristales con maclas en codo, y posteriormente la calcopirita (Kontak y Clark, 2002).

Por otro lado, en esta franja también se localiza el distrito minero de Macusani con mineralización de U, Sb y metales base (Fig. 11; Clark et al., 1990a). Los volcánicos de Macusani son una gruesa secuencia de flujos de ceniza de composición riolítica peraluminosa que rellena la parte NO de una cuenca intramontañaosa, formando la meseta de Quenamari. Estas rocas volcánicas hospedan varios depósitos de uranio, algunos de considerable ley y tamaño.

La mineralización de Macusani comprende

stockworks de minerales amarillentos de uranio primario y secundario como la coffinita (silicato de uranio), autunita (fosfato hidratado de calcio-uranio), tyuyamunita (vanadato hidratado de calcio-uranio) y carnotita (vanadato hidratado de potasio-uranio). Granos ocasionales de pechblenda negra ocurren como matriz y algunas muestran pechblenda menos común con el hábito dendrítico en algunas fracturas. La alteración supérgena y los ensambles oxidados son amplios e intensos. Una menor mineralización ocurre en las intercalaciones sedimentarias. La mayor concentración de U está confinada a flujos volcánicos específicos y la mineralización parece ser estratiforme (Clark et al., 1990a). Sin embargo, la actividad hidrotermal fue mas intensa hacia los límites norte y noreste del campo ignimbrítico, donde las capas de los flujos fueron plegadas hacia el NE por fallas, las que fueron activas durante el vulcanismo, controlando la evolución de la cuenca volcánica. Este límite parece corresponder a una zona reactivada por levantamiento, dentro de la Zona Zongo-San Gabán (Fig. 11; Clark et al., 1990a; Kontak et al., 1990b). Los volcánicos de Macusani están fuertemente enriquecidos en numeroso elementos litófilos y relacionados, como F, Li, P, B, Sn, W y Be (Noble et al., 1984b; Kontak, 1985; Pichavant et al., 1987); además, las riolitas no mineralizadas contienen de 5 a 19 ppm de U (Pichavant et al., 1988). La datación K/Ar ha sugerido un rango entre 10.5 y 4 Ma para el campo ignimbrítico de Macusani. Un programa detallado de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en secciones bien determinadas (Cheilletz et al., 1990) han clarificado la estratigrafía volcánica, definiendo 7 ciclos eruptivos cuyas edades son: 10.0 ± 0.5 , 7.8 a 8.0 ± 0.1 , 7.5 ± 0.1 , 7.3 ± 0.1 , 6.8 a 7.0 ± 0.1 , 6.7 ± 0.1 , y 4 ± 1 Ma. Esto demuestra que todo el uranio significativo ocurre en flujos datados en 8 Ma o mas jóvenes. Los depósitos mas importantes como Chapi Alto, Pinocho y Chilcuno VI, están hospedados en tobas cuyas edades varían entre 7.0 ± 0.1 y 6.8 Ma. Si bien la mineralización no ha sido datada, pero esta no puede ser mas antigua que la riolitas, es decir que el Mioceno superior y que la actividad hidrotermal ha sido esencialmente contemporánea con el vulcanismo (Valencia y Arroyo, 1985).

V. Franja de depósitos de Cu-Fe-Au (IOCG) del Jurásico medio-superior

Esta faja se localiza a lo largo de la Zona Costera del sur del Perú y está bien caracterizada en la parte septentrional, es decir en la región de Marcona,

donde aflora una sucesión volcánica y plutónica de arco que regionalmente tiene edades que van del Jurásico temprano al Holoceno. Sin embargo, la mineralización tipo IOCG es principalmente de edad Jurásica medio, aunque recientemente ha sido puesta en evidencia edades cretácicas en la Mina Justa (Chen, 2008).

En general, esta franja de IOCG tiene un basamento constituido por rocas metamórficas de alto grado del bloque alóctono del Macizo de Arequipa que fue acretado al cratón amazónico hace 1000 Ma (Fig. 4), en relación a la orogenia Sunsas (Wasteneys et al., 1995; Loewy et al., 2004; Chew et al., 2007a, Ramos, 2008). Este basamento comprende esquistos, gneises, granitos y migmatitas que están sobreyacidos por rocas sedimentarias del Neoproterozoico y Paleozoico y más ampliamente por rocas volcánicas y sedimentarias del Mesozoico. Los estratos neoproterozoicos que afloran al norte de la franja, comprenden diamictitas glaciares de la Formación Chiquerio y de la Formación San Juan datadas en aproximadamente 700 Ma (Chew et al., 2007b). Sobreyaciendo, se tiene la Formación Marcona (Caldas, 1978) de posible edad ordovicica, que es la roca hospedante más importante de los cuerpos de magnetita económica de Marcona. Tiene un espesor de más de 1500 m de filitas y hornfels, corresponden a limolitas y areniscas, aunque también ocurren margas dolomíticas en los alrededores de Marcona. La Formación Marcona está intruida por monzogranitos, granodioritas y cuarzo dioritas del Batolito de San Nicolás datados entre 468 y 440 (Loewy et al., 2004), desarrollando metasomatismo de contacto. Las unidades mesozoicas del área son las formaciones Río Grande, Jhuay, Yauca y Copara (Caldas, 1978).

La Formación Río Grande (3000 a 4000 m) hospeda parte de los cuerpos mineralizados de la Mina Marcona y los depósitos de Mina Justa (Injoque, 1985; Hawkes et al., 2002). Tiene un miembro inferior (500 m) de conglomerados, limolitas, areniscas y calizas, así como brechas y flujos riolíticos y andesíticos del Aaleniano-Bajociano (Romeuf et al., 1993). El miembro superior (>2,000 m) de capas débilmente deformadas de areniscas rojas, lutitas, calizas y sobre todo brechas y flujos andesíticos ricos en K, son calco alcalinos del Caloviano-Oxfordiano. La Formación Jahuay (~1000 m) corresponde a una sucesión andesítica sobreyacida por calizas y areniscas y algo de conglomerados

intercalados con flujos porfíricos dacíticos, de edad titoniana-kimmeridgiana. Encima viene la Formación Yauca (1500 m) del Neocomiano, de lutitas, limolitas y areniscas (Caldas, 1978; Injoque, 1985; Hawkes et al., 2002). Finalmente, la Formación Copara (1000 m) discordante está compuesta por conglomerados, areniscas feldeespáticas y lutitas de probable edad aptiana-albiana inferior. Plutones granodioríticos del Batolito de la Costa (Pitcher et al., 1985) intruyen rocas más antiguas del área de Acari-Cobrepampa (Caldas, 1978). Dataciones K/Ar (Cobbing, 1998) y Rb-Sr (Sánchez, 1982) para la diorita de Acari y la monzonita-monzogranito de Cobrepampa sugieren que la intrusión local comenzó aproximadamente en 100 Ma, ligeramente después del emplazamiento del complejo Bella Unión. Capas cenozoicas cubren en discordancia las rocas más antiguas y corresponden a las formaciones Pisco y Millo del Mioceno-Plioceno, compuestas por areniscas y lutitas marinas poco profundas, rocas volcánicas y areniscas continentales.

El control tectónico de esta faja está dado, en parte por su límite norte que corresponde a la prolongación del sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos (Figs. 3 y 12) y es el límite norte de la cuenca Arequipa (Carlotto et al., 2008; 2009). Por otro lado, esta faja coincide con el arco volcánico del jurásico medio y que se traduce entre Pisco y Chala por la presencia de rocas volcánicas calco alcalinas de las formaciones Río Grande y Chala. El límite este de la franja corresponde al sistemas de fallas Ica de orientación NO-SE. En el Jurásico medio, el arco volcánico edificado en el borde de la margen andina permite interpretar la existencia de una subducción oblicua en el Aaleniano-Bajociano (Romeuf, 1994), que formó la cuenca turbidítica tipo *pull apart* sinistral de Arequipa en el Batoniano-Caloviano (Jaillard et al., 1990). Estos movimientos de rumbo sinistral que se han determinado a nivel regional (Fig. 12), son compatibles con las interpretaciones locales para la evolución estructural de los depósitos del yacimiento de Marcona.

El distrito de Marcona representa la concentración más grande de depósitos de óxidos de Fe-Cu-Au en los Andes Centrales y es el ejemplo de esta franja. La actividad hidrotermal ocurrió episódicamente entre 177 y 95 Ma (Chen, 2008) y fue controlada por fallas de dirección NO-SE y NE-SO. En Marcona, el emplazamiento de cuerpos mineralizados de magnetita masiva con ensambles subordinados y

sobreimpresos de sulfuros de magnetita coincidió con un episodio de emplazamiento de magma andesítico del arco jurásico entre 162 y 156 Ma. La mineralización de magnetita se da entre 162 y 159 Ma, y está mayormente hospedada en rocas metasedimentarias del Paleozoico inferior (Chen, 2008). Los cuerpos mineralizados de magnetita exhiben contactos curvos lisos, abruptos, como diques o apófisis tabulares y complejos, interdigitados con intrusivos de dacita porfírica, interpretado como la evidencia de la mezcla de magmas de óxido de hierro hidratado y silicio. Al menos 4 sistemas de fallas principales han sido documentados en la mina de Marcona (Atchley, 1956; Hawkes et al., 2002; Chen, 2008), resaltando el sistema regional Treinta Libras, que es parte del sistema de fallas Ica (Fig. 3), que ha jugado como falla de rumbo durante el Jurásico con movimientos sinestrales controlando la evolución de la parte noroeste de la cuenca Arequipa (Fig. 12), así como la mineralización, relacionada con las fallas conjugadas que forman parte del sistema de rumbo. Las fallas menores son principalmente normales y desplazan las estructuras mineralizadas en bloques. Sin embargo, en Marcona se han reconocido fallas

inversas de posible edad jurásica (Chen, 2008).

El yacimiento de Fe de Marcona (162-156 Ma) y los depósitos de Mina Justa de Cu del Cretácico inferior (104-95 Ma) fueron generados en diferentes sistemas magmáticos hidrotermales (Chen, 2008). En Marcona, los mayores cuerpos de magnetita registran alta temperatura formacional (800-700°C) y se les asocia con fluidos ricos en óxidos de Fe y composición isotópica predominantemente magmática, que precipitaron como magnetita y hematita por disminución de temperatura (600-430°C, Chen, 2008). La subsiguiente etapa de sulfuros polimetálicos de baja temperatura (360-160°C) puede registrar la invasión de agua de mar modificado por la reacción con la roca de caja andesítica. Sin embargo, el sistema de vetas de sulfuros contiene solo Cu no económico, probablemente registrando el restringido potencial de mineralización de los fundidos de óxidos de Fe (Chen, 2008).

VI. Franja de pórfidos de Cu-Mo del Jurásico medio-superior

Esta franja se encuentra entre la Cordillera de la Costa y la Zona Costera, desde el valle del río Tambo

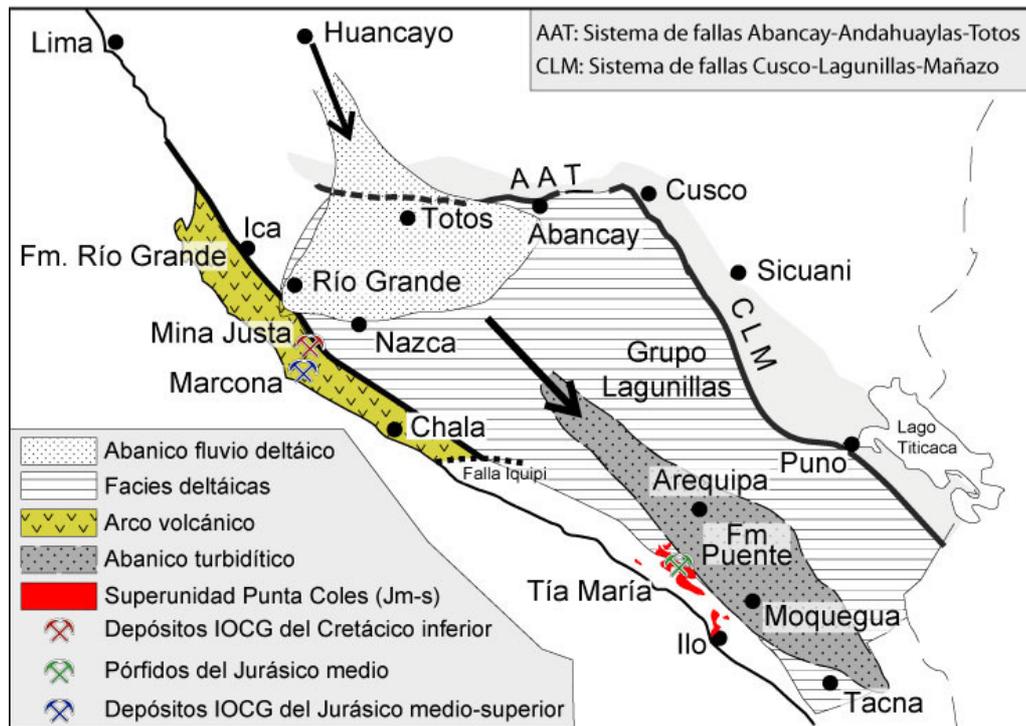


Figura 12. Paleogeografía de la cuenca Arequipa para el Jurásico medio donde se ha ubicado los principales yacimientos tipo IOCG y pórfidos de Cu que se desarrollaron en esa época. Tomado y modificado de Carlotto et al. (2009).

al norte hasta cerca a Ilo, al sur. La litología está caracterizada por el basamento del Complejo Basal de la Costa. Los mayores afloramientos se tienen a lo largo de la Cordillera de la Costa entre los ríos Tambo, Mollendo y Camaná. El Complejo Basal de la Costa se compone de micaesquistos de muscovita, esquistos, gneises, granulitas y anfibolitas. En Mollendo, Cobbing et al. (1977) recolectó gneis granulítico que fue datado por Rb/Sr en 1811 ± 39 Ma. Del mismo modo, los gneises de la costa, entre Atico y Mollendo (Bellido y Narváez 1960), tienen una edad de 1900 Ma. En los valles de los ríos Majes (sector de Torán) y Tambo (poblados El Fiscal y Chucarapi) afloran rocas del Devónico de la Formación Cabanillas o Torán. Se trata de areniscas cuarzosas, intercaladas con lutitas grises, conteniendo fósiles. Lavas y piroclastos de composición andesítica a riolítica de la Formación Chocolate (Jenks, 1948) del Jurásico inferior, están intruidos por la superunidad Punta Coles conformada por gabros, gabrodioritas, dioritas, dioritas cuarcíferas y granodioritas (Sánchez, 1982). Esta superunidad tiene edades radiométricas en

hornblenda por K/Ar de 182 ± 4.0 (Sánchez, 1983) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 186.04 ± 8.75 y 196 ± 4.0 Ma (Clark et al., 1990a; Beckinsale et al., 1985). Las rocas intrusivas del Jurásico inferior serían equivalentes en tiempo de los volcánicos de la parte inferior de la Formación Chocolate (Carlotto et al., 2009). Un segundo grupo de rocas magmáticas intruyen a las rocas preexistentes, las que están conformadas por dioritas, tonalitas, granodioritas y monzonitas del Cretácico, que pertenecen al segmento Toquepala del Batolito de la Costa.

Esta faja está controlada por el sistema de fallas NO-SE de Islay-Ilo y fallas menores NE-SO y N-S. En el Jurásico y Cretácico, las fallas NO-SE controlaron la evolución de la cuenca occidental sur peruana o cuenca Arequipa, actuando como fallas de rumbo sinestrales y normales, separando el arco magmático de las zonas de antearco y trasarco (Fig. 12). Durante este periodo la cuenca Arequipa fue rellenada por depósitos sedimentarios en relación a transgresiones marinas. En el Cenozoico las

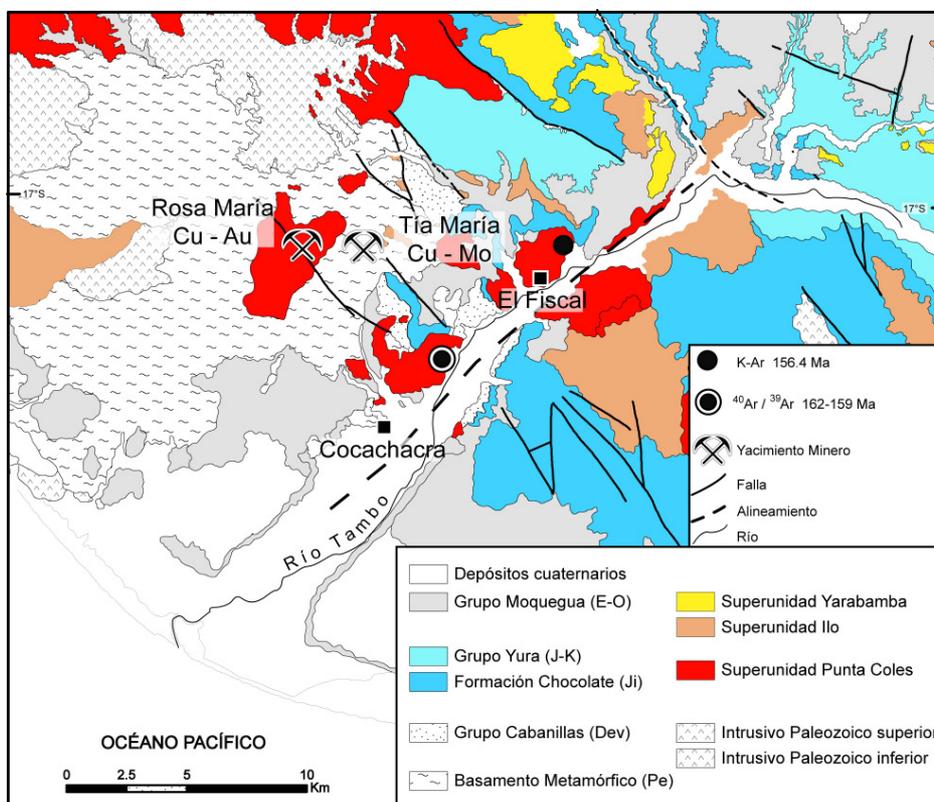


Figura 13. Mapa geológico regional con la ubicación de los yacimientos Tía María, Rosa María y alrededores. Tomado y modificado de Clark et al. (1990a) y H. Acosta (en preparación).

fallas jugaron como de rumbo e inversas y más recientemente, en el Cuaternario como normales. Los yacimientos más importantes en esta franja son Tía María, La Tapada y La Llave, con edades de mineralización del Jurásico medio.

El prospecto Tía María está localizado al norte del poblado de Cocachacra, en la zona de Cachuyo, en el valle del río Tambo (Fig. 13). Es un sistema porfirítico cuya edad está comprendida entre 160 y 145 Ma (Clark et al., 1990a) y ocurre en el plutón El Fiscal, que está rodeado de rocas precámbricas del Macizo de Arequipa. Estructuralmente, los depósitos están relacionados con la intersección de dos sistemas de fallas, uno de orientación NO-SE que conforman el denominado corredor estructural Tambo-El Toro y otro sistema de orientación NE-SO (Andrews et al., 2000). La mineralización se presenta en forma de stockworks de cuarzo-calcopirita-pirita. Estas cortan vetillas jóvenes de biotita y sulfuros de hierro no oxidado. Los stockwork de cuarzo-sulfuros son de una sola generación, las vetillas individuales raramente exceden el centímetro de ancho. La densidad de fractura es relativamente baja. No se han observado diques fracturados o brechas mineralizadas (Mioduchowski, 2001). En contraste con las vetillas de Tía María, las vetas tardías grandes que cortan Rosa María tienen oro, cuarzo-pirita-especularita-calcopirita; son de varios metros de longitud y están más ampliamente distribuidas en el área del proyecto. Estas vetas son oquerosas y tienen cristales de cuarzo euhedrales y múltiples generaciones de vetillas (Clark et al., 1990a). La alteración potásica-propilítica-sericitica de las rocas graníticas huéspedes está generalmente sometida. Aunque el prospecto está en superficie, la mineralización de Tía María es visible solamente en un rango limitado de los afloramientos y en el resto es poco visible. No tiene una capa de alteración argílica/fílica extensa. Sin embargo, en ambas áreas, la mineralización y la alteración se muestran evidentes incluso en las trochas de carretera poco profundas (Mioduchowski, 2001). Como una típica superficie mineralizada expuesta de un ambiente árido, el prospecto desarrolló una profunda zona de alteración supérgena, con un promedio de 200 m debajo de la superficie actual, incluso llega a 300 m en algunas áreas (Mioduchowski, 2001). Los óxidos supérgenos de la zona de óxidos, se encuentran como impregnaciones en las fracturas de las rocas. Se ha observado de dos a cuatro paleohorizontes de oxidación (niveles freáticos antiguos), sin ningún nivel

de lixiviación o enriquecimiento de hematita/goethita asociado con la mineralización de Tía María. Sin embargo, cerca a las vetas de Rosa María se observa abundante hematita supérgena (Mioduchowski, 2001). Las diferencias texturales, la baja temperatura y evidencias de ebullición sugieren que las vetas de Rosa María se formaron en un régimen de más baja presión que Tía María. El depósito Rosa María puede ser un sistema del tipo epitermal que se originó como parte del sistema porfirítico de Tía María, por colapso y pérdida de presión litostática e hidrostática (Mioduchowski, 2001).

VII. Franja de pórfidos y skarns de Cu-Au del Jurásico superior

Esta franja se sitúa sobre el dominio geotectónico Pucará-Zamora que coincide con la de la Cordillera Oriental del norte de Perú y se prolonga a territorio ecuatoriano (Fig. 1). La faja está representada principalmente por rocas plutónicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias expuestas entre las zonas de Jaén y San Ignacio (Perú) y Zamora (Ecuador). El basamento está constituido por metaconglomerados, metatobas y filitas con graptolitos, intercalados con delgados niveles de cuarcitas de la Formación Salas del Ordovícico inferior (Reyes y Caldas, 1987; Mourier, 1988). Encima y en discordancia se tienen rocas volcánicas y volcano sedimentarias del Jurásico medio-superior de la Formación Colán, seguidas de las areniscas cuarzosas de la Formación Goyllarisquiza (Neocomiano), las calizas del Albiano-Turoniano de la Formación Jumasha, las areniscas y lutitas del Cretácico superior de la Formación Celendín y capas rojas del Cenozoico. Rocas ígneas intrusivas del Jurásico afloran a lo largo de este dominio y son importantes en Ecuador donde es conocido el Batolito de Zamora. En los borde del dominio es frecuente la presencia de rocas sedimentarias y volcánicas del Grupo Mitu (Permo-Triásico).

La Formación Colán está constituida de lavas andesíticas y coladas piroclásticas junto con grauvacas, areniscas y lutitas (Mourier, 1988). La parte superior es principalmente sedimentaria (Formación Tinajones), presenta escasas intercalaciones de calizas al techo. Los productos volcánicos están retrabajados y depositados en medios fluviales o marinos poco profundos, con espesores que varían entre 1000 y 3000 m. Esta unidad es conocida en Ecuador como Formación Misahualli. Regionalmente, la Formación Colán sobreyace al Grupo Pucara cuyo

techo está datado del Pliensbachiano, e infrayace a las cuarcitas de la Formación Goyllarisquiza atribuida al Neocomiano; en consecuencia su edad varía entre el Jurásico medio y superior, lo que es confirmado por la presencia de fósiles de esas edades (Mourier, 1988).

La Formación Misahualli de Ecuador está datado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 172 ± 2 Ma (Romeuf et al., 1997) y 162 ± 2 Ma (Spikings et al., 2001). Por otro lado, Ruiz (2002) por el método de Trazas de Fisión calcula edades desde 190-180 hasta 130 Ma para esta unidad, es decir desde el Jurásico medio hasta el Cretácico inferior. Las facies volcánicas son calco alcalinas e interpretadas como parte de un arco volcánico continental. Rocas intrusivas afloran en esta faja, tanto en Perú, así como en Ecuador, formando parte del dominio Pucará-Zamora. En Ecuador es conocido el Batolito de Zamora que alcanza la frontera con Perú. Se trata de monzonitas y granodioritas calco alcalinas del Tipo I (oxidadas) y datadas por Rb/Sr y K/Ar entre 190 y 140 Ma (Litherland et al., 1994).

Desde el punto de vista estructural, esta franja está separada de la franja de Depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno (Fig. 14), por el sistemas de fallas N-S y vergencia este de Almendro-Jumbilla (Fig. 3). En cambio, al oeste, está separado del Dominio geotectónico Olmos-Loja por el sistema de fallas norte-sur, vergencia oeste, de Huancabamba. Estos dos grandes sistemas de fallas que limitan la franja, parecen haber jugado como normales en el Jurásico, definiendo un sistema de grábenes que han controlado la sedimentación, el emplazamiento de rocas volcánicas y de intrusivos, en un contexto de cuenca de trasarco, entre el Macizo de Olmos al oeste y el complejo del Marañón al este, los que se comportaron como altos. En cambio,

durante el Cenozoico este graben se invirtió al igual que los sistemas de fallas que lo limitan mostrando estructuras inversas a doble vergencia (Fig. 14).

El arco Misahualli-Colán está compuesto de lavas y productos piroclásticos básicos a ácidos, así como de batolitos granodioríticos que se emplazaron en el Jurásico medio-superior, todos ligados a la subducción de una corteza oceánica del segmento colombo-ecuadoriano. La presencia de magmatismo en la margen continental es importante, ya que ha permitido el desarrollado de yacimientos del tipo skarn y pórfidos de Cu-Au, como los muy conocidos Chinapintza, Nambija y Napintza en Ecuador, así como Huaquillas y Hualatán y el reciente descubrimiento El Tambo en Perú, cuyas edades de mineralización, son también del Jurásico medio a superior.

En Ecuador, el distrito aurífero de Nambija está constituido por skarns oxidados desarrollados en rocas volcanoclásticas de la unidad Piuntza del Triásico. Estos depósitos se sitúan en una zona en forma de lente de 20 km de largo, afectado por metamorfismo de contacto dentro del Batolito de Zamora. Presenta leyes altas de Au (10 a 30 g/t) acompañadas por bajos contenidos de sulfuros de Fe, Cu, Zn y Pb (Fontboté et al., 2004). Edades mínimas Re/Os de 145.92 ± 0.46 y 145.58 ± 0.45 en molibdenitas, son compatibles con la formación del skarn y la mineralización de Au durante el magmatismo del jurásico tardío (Fontboté et al., 2004). Una edad K/Ar en hornblenda de 141 ± 5 Ma (PRODEMINCA, 2000) en un pórfido, al norte del distrito de Nambija, apoya una relación genética con los intrusivos porfiríticos félsicos que cortan el batolito jurásico de Zamora y que afloran cerca de varios skarns de Au.

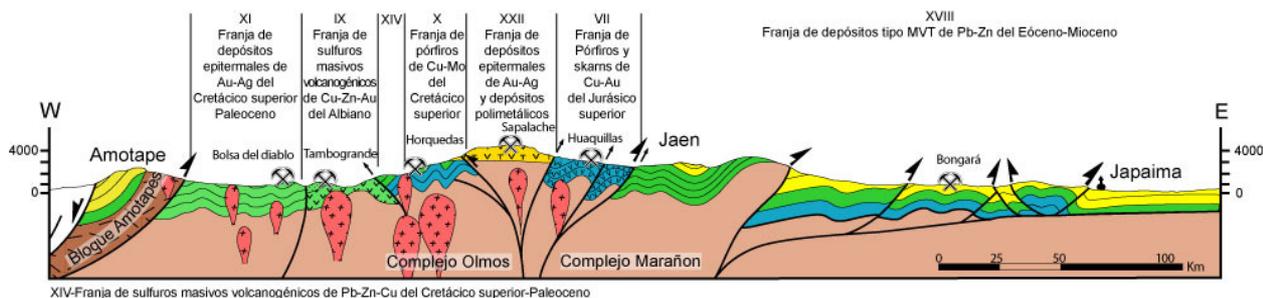


Figura 14. Sección estructural norte del Perú con las principales unidades geotectónicas y las franjas metalogénicas. Sección inspirada en Mourier (1988), modificada y adaptada.

VIII. Franja de depósitos de Cu-Fe-Au (IOCG) del Cretácico inferior

Esta franja se sitúa en la Zona Costera y en el borde oeste de la Cordillera Occidental del centro y sur del Perú donde se han determinado dos segmentos, uno entre Trujillo y Ocoña (8°S-15°30'S) y el otro entre Locumba y Sama.

La geología de la franja consiste en series de unidades volcánicas, plutónicas y sedimentarias que son parte del sistema volcánico de arco-islas a arco continental, que es activo desde el Jurásico terminal. Este sistema incluye tanto el Batolito de la Costa, así como la cuenca occidental peruana, esta última rellena con secuencias volcano sedimentarias, que afloran por más de 1000 km a lo largo de la costa peruana (Wilson, 1963; Cobbing, 1985; Jaillard et al., 1990) y cuya edad es principalmente cretácica. Cobbing (1978) ha dividido esta cuenca en 5 segmentos, siendo las cuencas de Cañete y Huarney las involucradas en la franja. Las secuencias volcano-sedimentarias de estas cuencas incluyen lavas basálticas a riolíticas, depósitos piroclásticos, tufos, calizas, lutitas, areniscas y localmente evaporitas. La estratigrafía de estas cuencas es compleja con fuertes variaciones laterales de facies, sin embargo, lo esencial parece corresponder al intervalo titoniano-cenomaniano, ~147-93.5 Ma (de Haller et al., 2006). Las rocas volcano sedimentarias de la cuenca han sido intruidas por el Batolito de la Costa que tiene afloramientos por más de 1600 km y un ancho mayor a 65 km (Pitcher et al., 1985; Mukasa, 1986a; Haederle y Atherton, 2002). El Batolito de la Costa consiste en una serie de intrusivos tabulares telescopeados que fueron emplazados en niveles altos de la corteza a través de una combinación de techos levantados y subsidencia de calderas (Pitcher et al., 1985). El batolito está construido por varios intrusivos calco alcalinos a toleíticos, compuestos principalmente por tonalitas variando a granodioritas, y han sido subdivididas en unidades y superunidades (Pitcher, 1985).

Basado en el conjunto de superunidades, 3 principales segmentos fueron definidos a lo largo del batolito. De norte a sur, el segmento Lima tiene edades que van de ~106 a 37 Ma, el segmento Arequipa de ~106 a 80 Ma y el segmento Toquepala de 190 a 57 Ma (Beckinsale et al., 1985; Moore y Agar, 1985; Mukasa y Tilton, 1985a; Pitcher, 1985; Mukasa, 1986a). El área estudiada está localizada en la parte norte del segmento Arequipa cerca al límite

con el segmento Lima. La superunidad Patap es común a estos dos segmentos y comprende intrusivos básicos tempranos (Regan, 1985) y es la superunidad mas antigua descrita en el batolito.

Entre Trujillo y Ocoña (8°S-15°30'S) los depósitos IOCG están relacionados con la actividad magmática entre 120 y 110 Ma (de Haller et al., 2006) que viene a ser un periodo productivo de la cuenca occidental peruana, conocida en ese sector como cuenca Casma. En los segmentos Chancay y Huarney, los límites estructurales de estas cuencas corresponden a los sistemas de fallas Conchao-Cocachacra e Ica (Fig. 3) que jugaron como normales en el Cretácico. Las características de un magmatismo intermedio hidratado relacionado con la mineralización, así como la posición subvolcánica de los yacimientos y halos de alteración hidrotermal de albitización, proveen ciertos criterios que pueden ser usados cuando se explora por depósitos IOCG, en un marco tectónico de convergencia de placas, como es el caso de la presente franja. En este segmento destacan los depósitos Tanguche, Raúl-Condestable, Monterrosas, Eliana, Acari, Mina Justa, entre otros.

La geoquímica de las rocas volcánicas de la cuenca occidental, así como los intrusivos del Batolito de la Costa caen principalmente en el campo calco alcalino, sin embargo una afinidad toleítica es registrada en la superunidad Patap y en el Grupo Casma de la cuenca occidental al norte de Lima (Regan, 1985; Atherton y Webb, 1989). Datos isotópicos de Sr (Beckinsale et al., 1985), Pb (Mukasa y Tilton, 1985b; Mukasa, 1986b; Macfarlane et al., 1990) y Hf (Polliand et al., 2005) sugieren la ausencia de un basamento cratónico en el segmento de Lima hasta Trujillo y en el segmento Arequipa hasta Chimbote. En cambio, al sur de 16°S se ha determinado varios grados de interacción con el basamento precámbrico del Macizo de Arequipa (Cobbing, 1985; Wasteneys et al., 1985; Mamani et al., 2009), esto en base a los isótopos de Sr, Nd y Pb que corresponden a la parte sur del segmento Arequipa y el segmento Toquepala. Los hallazgos están de acuerdo con datos geofísicos, que muestran la presencia de una estructura de alta densidad (3 g/cm³) en la parte superior de la corteza, debajo de la cuenca occidental peruana entre Pisco y Trujillo, lo que evita interpretar la presencia de un basamento síalico en este área (Couch et al., 1981; Jones, 1981; Wilson, 1985). Estos hechos han conducido a un debate sobre el marco tectónico en la cuenca occidental

peruana y el Batolito de la Costa, con dos principales modelos: (1) El modelo de cuenca trasarco abortada propuesto por Atherton et al. (1985), Aguirre et al. (1989), Atherton y Webb (1989), Atherton y Aguirre (1992) y Cobbing (1998). Estos autores explican la afinidad toleítica de algunas rocas y la existencia de una densa estructura bajo la cuenca occidental peruana como evidencia de la cuña mantélica, que se dio contemporáneamente con el adelgazamiento cortical, subsidencia y el vulcanismo en la cuenca occidental. En este modelo, algunos autores sugieren que el arco volcánico del Cretácico inferior estaba localizado al oeste de la presente línea de costa, en lo que se llama *Outer Shelf High* o bloque Paracas (Myers, 1974; Benavides, 1999) o Cordillera de la Costa (Guevara, 1980), mientras que otros sugieren una falta de subducción en este tiempo y por tanto la ausencia de un arco volcánico activo (Atherton y Webb, 1989). (2) El modelo de arco volcánico para la cuenca occidental peruana planteada por Soler (1991a, b), que estuvo activo bajo condiciones de una subducción oblicua y que experimentó una extensión local intra arco tipo *pull apart*. Los datos de campo, la geoquímica y los isótopos del área de los depósitos de Raúl-Condestable presentado por de Haller et al. (2006) reafirman el segundo modelo.

Con respecto al substrato debajo de la cuenca occidental peruana, Haeblerlin et al. (2004) proponen una explicación alterna para la falta de material cratónico siálico, la alta densidad del basamento correspondería a una pieza de corteza oceánica que se ha formado en el Paleozoico a través de la remoción y migración hacia el norte, de la parte septentrional del Macizo de Arequipa. Por otro lado, Polliand et al. (2005) dan soporte al modelo 2 y afirman la falta de un basamento siálico infrayacente en esta parte de la costa peruana en la latitud de Lima, todo esto en base a estudios de isótopos de U-Pb, Hf y datos geológicos.

Raúl-Condestable es un depósito IOCG de óxido de Fe-Cu-Au con más de 32 millones de toneladas como potencial prospectivo. La geología está caracterizada principalmente por rocas volcánicas en secuencias volcano-sedimentarias de basaltos y andesitas basálticas (Fig. 15). El mineral ocurre en vetas, mantos de reemplazamiento y diseminados en una asociación mineral de calcopirita-pirita-pirrotita-magnetita-anfibolita. La geología del área de Raúl-Condestable corresponde a una serie superpuesta de edificios volcánicos de edad jurásica terminal-

cretácica inferior que es parte de un gran sistema de arcos islas o arco continental. Están particularmente bien expuestas en secuencias hospedantes inclinadas. Edades U/Pb en zircones indican que en el área del depósito, la actividad magmática félsica se dio entre 116.7 ± 0.4 y 114.5 ± 1 Ma (de Haller et al., 2006), definiendo la nueva Superunidad Raúl-Condestable (Fig. 15) como una de las más antiguas del Batolito de la Costa. Esta superunidad está localizada al oeste de la parte principal más joven de Batolito de la Costa (~ 106 -37 Ma; Pitcher et al., 1985; Mukasa, 1986a) e incluye domos lava de dacitas-andesitas y complejos subvolcánicos de pórfidos de cuarzo-dioritas emplazados entre 116.7 ± 0.4 Ma y 116.4 ± 0.3 Ma, seguidos por stocks y diques de tonalitas que intruyen entre 115.1 ± 0.4 Ma y 114.5 ± 1 Ma (de Haller et al., 2006). Estas rocas fueron productos de magmas silicios ricos en aguas. Resultados de datos de isótopos de Hf en zircones e isótopos de Pb en roca total son consistentes con los magmas de la Superunidad Raúl-Condestable que se ha generado por fusión parcial de un manto superior enriquecido (de Haller et al., 2006).

Los depósitos IOCG de Raúl-Condestable están conectados en espacio y tiempo con el magmatismo de la Superunidad Raúl-Condestable. La mineralización fue emplazada en el corazón de un domo de dacita-andesita en una paleopendiente de 2 a 3 km, rodeando dos intrusivos tonalíticos formados entre 115.1 ± 0.4 y 114.8 ± 0.4 Ma (de Haller et al., 2006). La edad U/Pb de 115.2 ± 0.3 Ma en una titanita hidrotermal de las vetas del IOCG, indica que la mineralización fue contemporánea con el emplazamiento de las tonalitas (de Haller et al., 2006).

Por otro lado, las edades entre 110 y 95 Ma de la Mina Justa (Chen, 2008) indican que este yacimiento se localiza en esta franja, lo que concuerda con la evolución geológica descrita líneas arriba. Sin embargo, hay que aclarar que este depósito está prácticamente al límite entre las franjas de depósitos de Cu-Fe-Au (IOCG) del Jurásico medio-superior (Franja V) y del Cretácico inferior (Franja VIII), marcando una superposición espacial.

La mineralización de Cu (\pm Ag) de la Mina Justa se encuentra hospedada en andesitas del Jurásico medio (Fig. 12), las que están intruidas por pequeños stock dioríticos sobre el borde SO fallado de la cuenca somera marina volcano-sedimentaria del Aptiano-Albiano (Chen, 2008). Estudios de microtermometría

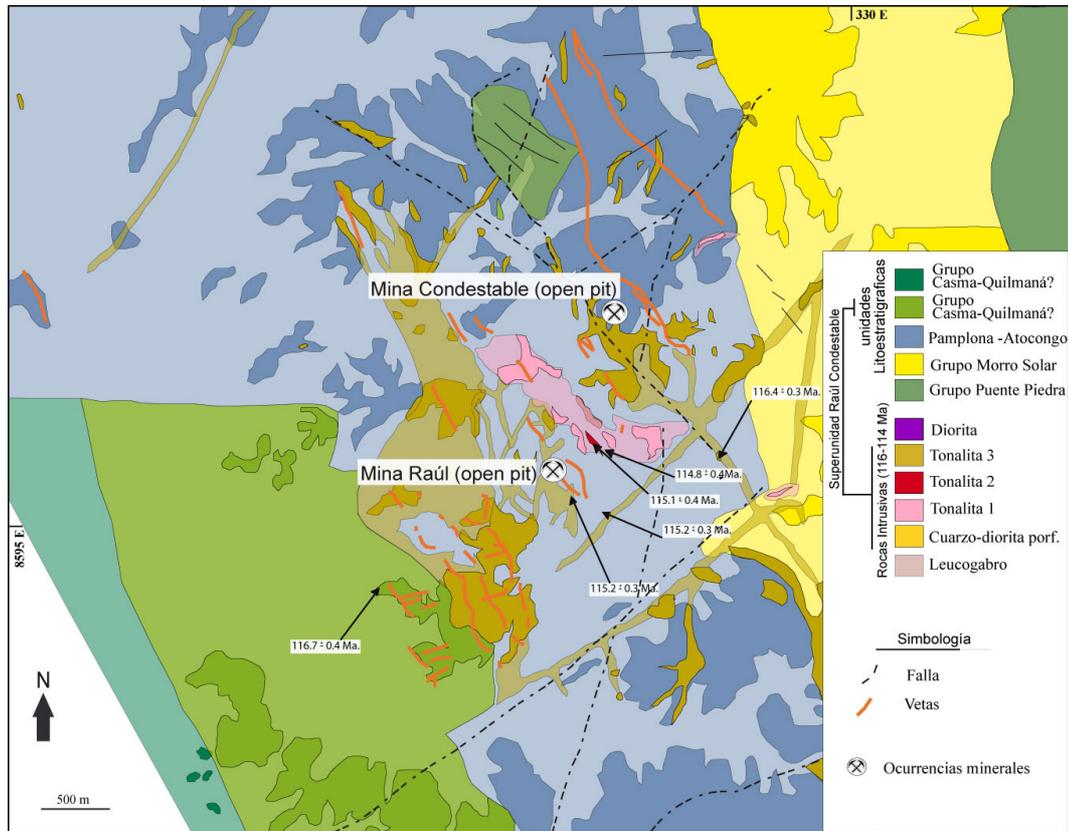


Figura 15. Mapa geológico de las minas Raúl y Condestable. Tomado y modificado de de Haller et al. (2006).

de inclusiones fluidas realizados por Chen (2008) sobre menas de Cu (\pm Ag), sugieren una fuente de fluidos predominantemente evaporítica por la presencia de salmueras ricas en Ca y bajas temperaturas de homogenización $\leq 200^\circ\text{C}$. Mientras que, las vetas ricas en metales base (Pb y Zn) con contenidos no económicos de Cu, registran bajas temperaturas de precipitación de 360° a 160°C y mezcla de fluidos magmáticos con agua de mar. En la Mina Justa los ensambles tempranos de magnetita-pirita registran alta salinidad y temperaturas de homogenización de 600° a 540°C .

En el extremo sur del Perú se han reconocido depósitos de hierro como Licona y Cerro Morrito hospedados en rocas intrusivas datadas entre 105 y 100 Ma, por lo que se propone edades similares para la mineralización (Clark et al., 1990a).

IX. Franja de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu-Zn-Au del Albiano

Se sitúa en el noroeste del Perú, en el sector sur occidental de la cuenca Lancones que constituye

una estructura elongada de rumbo NE-SO (Figs. 1 y 5). Esta cuenca se extiende hasta el sur del Ecuador donde se le conoce con el nombre de Celica-Alamor. Al oeste y norte limita con el complejo Amotapes-Tahuín, por el este y sur con el complejo Olmos-Loja. Dicha cuenca contiene una serie de unidades volcánicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias que van del Albiano al Cenozoico. Hacia el sector occidental presenta mayormente rocas sedimentarias, que pasan lateralmente hacia el lado oriental, a rocas volcánicas masivas con escasas intercalaciones sedimentarias (Reyes y Caldas, 1987). Estas rocas definen un amplio anticlinal de aproximadamente 40 x 80 km de longitud con plunge hacia el NE (Winter et al., 2004). Al este se tienen secuencias volcano-sedimentarias pre-Albianas del Macizo de Olmos, como parte del cratón amazónico (Macfarlane, 1999). Hacia el oeste, el Macizo de Amotapes (Fig. 14) consiste en gneises atribuidos al Paleozoico inferior, sobreyacidos en discordancia por rocas sedimentarias del Paleozoico superior (Mourier et al., 1988). Estos bloques de antiguas cortezas continentales definen

una margen andina de cuenca de trasarco en el NO del Perú.

La cuenca Lancones está caracterizada por un conjunto de rocas volcánicas marinas y volcano-sedimentarias que han sido agrupadas en 2 grandes secuencias que corresponden a dos fases de evolución tectónica y sedimentaria (Fig. 16). La primera secuencia está representada por la Formación San Lorenzo del Albiano (Winter, 2008) que comprende rocas volcánicas máficas, representadas por flujos volcánicos de pillow lavas, de composición toleítica depositadas en aguas marinas relativamente profundas, además de rocas volcánicas félsicas andesíticas y riódacíticas. Esta unidad contiene escasas rocas sedimentarias pelágicas. Dataciones radiométricas U/Pb en zircones indican edades comprendidas entre 105 y 100 Ma (Winter, 2008).

La segunda secuencia corresponde a facies relativamente someras con abundantes rocas volcánicas piroclásticas, rocas volcano-clásticas y sedimentarias, todas agrupadas en las formaciones Ereo y La Bocana del Albiano superior-Turoniano

(Fig. 16) y datadas en zircones por U/Pb entre 99 y 91 Ma (Winter, 2008). La Formación Ereo se halla en discordancia sobre la Formación San Lorenzo e indica un cambio en las condiciones tectónicas, que se dio alrededor de los 100 Ma, es decir al límite Albiano-Cenomaniano. De acuerdo a la nueva nomenclatura de Winter (2008), es la Formación San Lorenzo que hospeda al yacimiento tipo sulfuro masivo volcanogénico VMS de Tambogrande.

Perforaciones al sur de la cuenca, cerca de los depósitos de sulfuros masivos de Tambogrande, muestran un mínimo espesor de cerca de 800 m para la Formación San Lorenzo. El contacto basal no se observa en afloramiento o en las perforaciones, las rocas infrayacentes pueden ser cristalinas equivalentes al pre-Mesozoico del Complejo Amotapes-Tahuin, situadas al oeste del Complejo de Olmos de edad Neoproterozoica (Chew et al., 2008). Sobreyaciendo a la Formación San Lorenzo y en discordancia, con un espesor mayor a 4000 m, se hallan rocas volcánicas intermedias a félsicas calcoalcalinas con calizas subordinadas y silicoclásticos

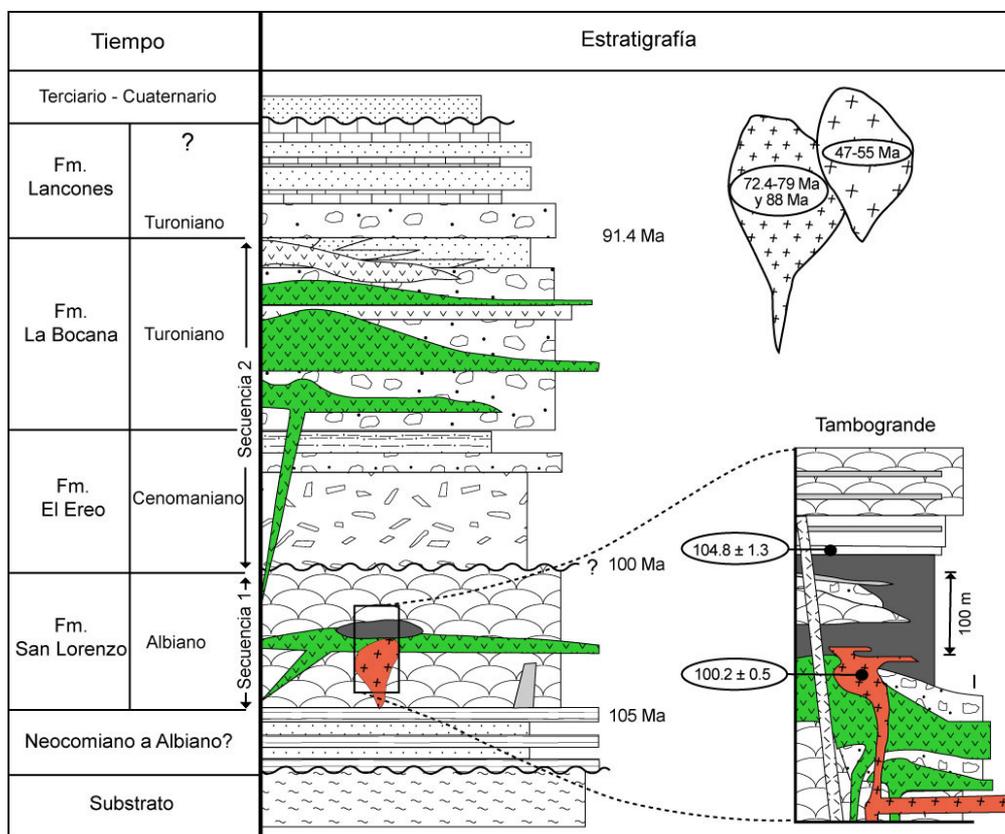


Figura 16. Columna estratigráfica del relleno sedimentario de la parte oeste y central de la cuenca Lancones incluyendo la sección de Tambogrande. Tomado de Winter (2008).

de las formaciones Ereó (2000 m) y La Bocana (3500 m). Una secuencia de 3000 m de espesor de turbiditas del Cenomaniano de la Formación Capa Sombrero (Chávez y Nuñez del Prado, 1991) representa la etapa final del relleno de la cuenca sedimentaria. Esta secuencia turbidítica marca también el cambio del centro deposicional hacia el borde oeste de la cuenca Lancones. Rocas plutónicas del Cretácico superior y del Terciario inferior intruyen a las rocas volcánicas y sedimentarias cretácicas. Secuencias marinas terciarias y sedimentos pleistocenos cubren en discordancia las rocas de la cuenca Lancones (Fig. 16).

Estructuralmente la cuenca Lancones tiene las siguientes características: al norte se adosan al sistema de fallas Jubones (Ecuador) de orientación este-oeste y movimiento dextral. Hacia el oeste limita con el dominio Amotapes-Tahuin mediante el sistema de fallas Cusco-Angolo de dirección NE-SO y por el este con el sistema de fallas NNE-SSO de Olmos que la separa del dominio Olmos-Loja. Hacia el sur se encuentra limitada por el terreno Illescas-Olmos, que cabalga a lo largo de la falla Chulucanas de dirección NO-SE. La cuenca Lancones es el resultado de una tectónica de extensión que ha originado sistemas de grábenes y horst, que son el control estructural de la mineralización VMS que se desarrolló en el Albiano (Fig. 17).

Las observaciones de campo y de dataciones U/Pb (Winter, 2008) indican que la cuenca evolucionó en dos fases que corresponden a las dos secuencias antes mencionadas (Winter, 2008). Durante la fase 1 los depósitos de la Formación San Lorenzo indican estadios tempranos del desarrollo de un arco volcánico durante el Albiano (Fig. 17), los que fueron relacionados a una tectónica extensional del tipo trasarco que forma los grábenes y horst (~105-100 Ma). En este tiempo rocas volcánicas de composición bimodal, predominantemente basálticas primitivas, fueron emplazadas en la cuenca relativamente profunda. Las lavas (~ 250 m) de la fase 1 son basaltos y andesitas de la serie toleítica formados a alta temperatura. La alta temperatura del flujo y las condiciones extensionales existentes durante el inicio del desarrollo del arco fueron esenciales para la formación del sistema hidrotermal de los VMS. En la fase 2 las rocas volcánicas de las formaciones Ereó y La Bocana (~99-91 Ma) comprenden rocas máficas más evolucionadas y rocas félsicas, las que se emplazaron en medios marinos más someros. Esta

fase 2 es interpretada de representar un vulcanismo de arco posterior, durante la disminución del régimen extensional y que marca la transición a una tectónica contraccional (Winter, 2008). Además, esta fase 2 estaría en relación con los depósitos VMS de Pb-Zn-Cu, agrupados en la franja de depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos del Cretácico superior-Paleoceno (Franja XIV).

El yacimiento de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) de Tambogrande ha sido datado por zircones entre 104.4 ± 1.9 y 102.2 ± 0.5 Ma por U/Pb (Winter et al., 2002), es decir Albiano. Tambogrande constituye el ejemplo más importante de esta franja, es uno de los mayores VMS bimodales-máficos con Cu-Zn-Au-Ag del mundo y cuenta con tres depósitos de sulfuros masivos, TG1, TG3 y B5 (TG1: 64 Mt @ 1.7% Cu, 1.4% Zn, 0.79 g/t Au y 31 g/t Ag. TG3: 110 Mt @ 0.7% Cu, 1% Zn, 0.7 g/t Au y 19 g/t Ag. B5: 142 m de perforación muestra 2% Cu, 3.5% Zn, 1 g/t Au y 56 g/t Ag; Tegard et al., 2000). Estos depósitos están íntimamente asociados a complejos de domos y lavas dacíticas de la Formación San Lorenzo (Winter, 2008), se depositaron en cuencas con bordes abruptos, controlados por fallas normales (Fig. 17), en el fondo oceánico y en las zonas más profundas de los grábenes (Winter et al., 2004). La depositación de sulfuros estuvo relacionada con fallas sin-volcánicas y con las erupciones episódicas de dacitas y basaltos. Los depósitos VMS de Tambogrande son el resultado del flujo de fluidos hidrotermales guiados por las fallas sin-volcánicas producto de la extensión contemporánea que formaba los grábenes, con la depositación de sulfuros en las partes profundas y restringidas de las estructuras. Estas depresiones que son el resultado del marco estructural y vulcanológico, actuaron como trampas eficientes para la depositación de sulfuros y fueron también importantes para la preservación de las masas de sulfuros al actuar como escudos o sellos frente a la oxidación y meteorización submarina. Como conclusión se puede decir que la presencia de grábenes profundos limitados por fallas normales y erupciones volcánicas bimodales son necesarias para la formación de grandes depósitos VMS en un medio dominado por rocas volcánicas marinas (Winter et al., 2004).

Los datos geoquímicos y de isótopos radiogénicos indican que las riolitas en los depósitos de VMS fueron fundidos parciales a alta temperatura de corteza de arcos juveniles que han heredado las

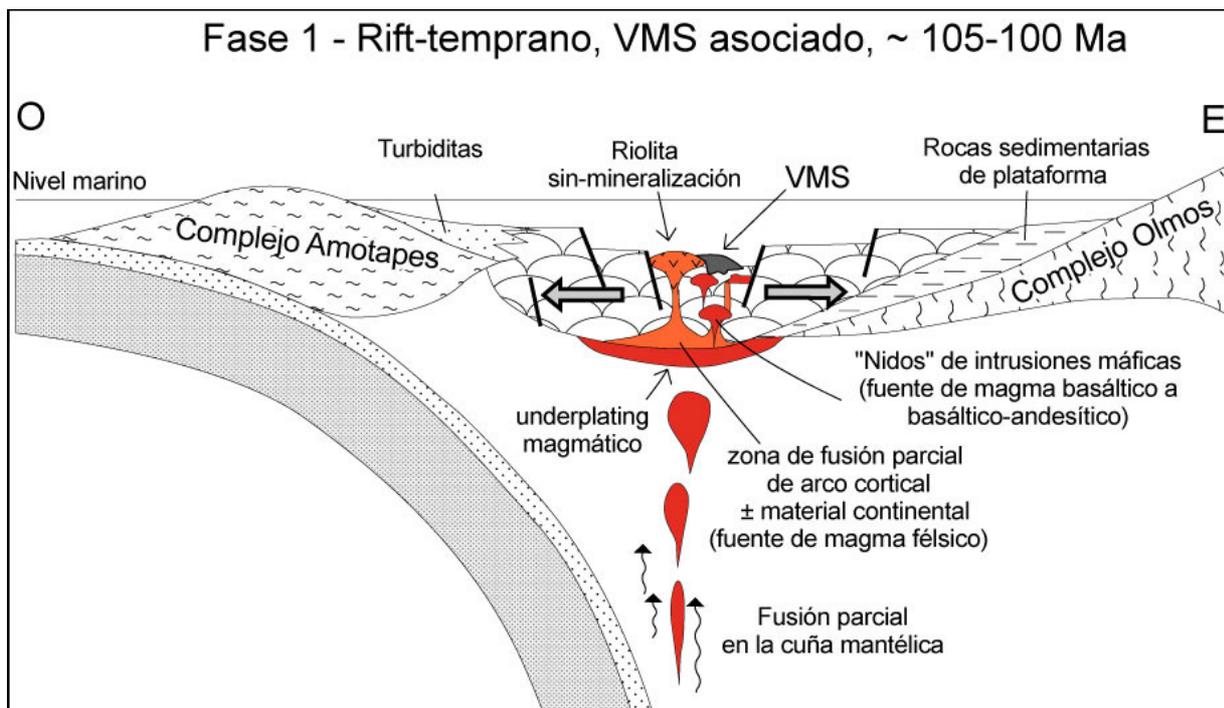


Figura 17. Modelo geotectónico para la formación de la cuenca Lancones entre 105 y 100 Ma, periodo en el cual se originan los depósitos tipo VMS como Tambogrande. Tomado de Winter (2008).

firmas isotópicas de la corteza continental. Además, los datos de isótopos de Pb sugieren que el contenido de metal fue alimentado casi totalmente de estratos de las rocas volcánicas máficas. Por lo tanto, a diferencia de las implicaciones de muchos modelos convencionales, las rocas volcánicas félsicas de Tambogrande son interpretadas de haber jugado sólo un papel pasivo en la formación del yacimiento VMS (Winter, 2008).

El marco tectónico regional de la cuenca Lancones está relacionado a la subducción, en un sistema de trasarco marginal. Las rocas volcánicas de la cuenca Lancones se emplazaron entre ~105 y 91 Ma (Winter, 2008) y este vulcanismo coincide ampliamente con la apertura del Océano Atlántico Sur, en las etapas tardías del rompimiento de Gondwana (Scotese, 1991). El tiempo de formación del arco volcánico es posterior a la acreción del terreno de Amotapes en la margen continental Perú-Ecuador, fenómeno que se da en el Cretácico medio (~132-110 Ma; Arculus et al., 1999; Bosch et al., 2002). La acreción de este bloque continental podría haber inducido a un nuevo sistema de subducción que conduce al desarrollo del arco volcánico (Fig. 17). El *roll back* del slab causado por la atenuación y el rifting en la placa

continental ha permitido la apertura de la cuenca Lancones (Winter, 2008). El final de rompimiento de Gondwana y la deriva hacia el oeste de la placa Sudamericana habrían alterado la dinámica a lo largo de la margen occidental continental, limitando además la extensión de la cuenca Lancones, seguido por el retiro del arco volcánico (Soler y Bonhomme, 1990). La combinación de un evento acrecional de un terreno y la reorganización mayor de las placas tectónicas, son los factores claves que conducen al desarrollo de la cuenca Lancones y en última instancia a la formación de depósitos de VMS como Tambogrande (Winter, 2008).

X. Franja de pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior

Se presenta en dos áreas geográficas alejadas, una en la cuenca Lancones y otra en el sur del Perú. En la cuenca Lancones (Fig. 18), los depósitos que constituyen esta franja están controlados por fallas NE-SO. La mineralización de Cu-Mo está relacionada con granitoides del Cretácico superior (~75 Ma), destacando los depósitos Horquetas, Curi-Lagartos, Chancadora, Cascajo Blanco y otros (Ríos, 2004). Igualmente, dentro de la cuenca Lancones se

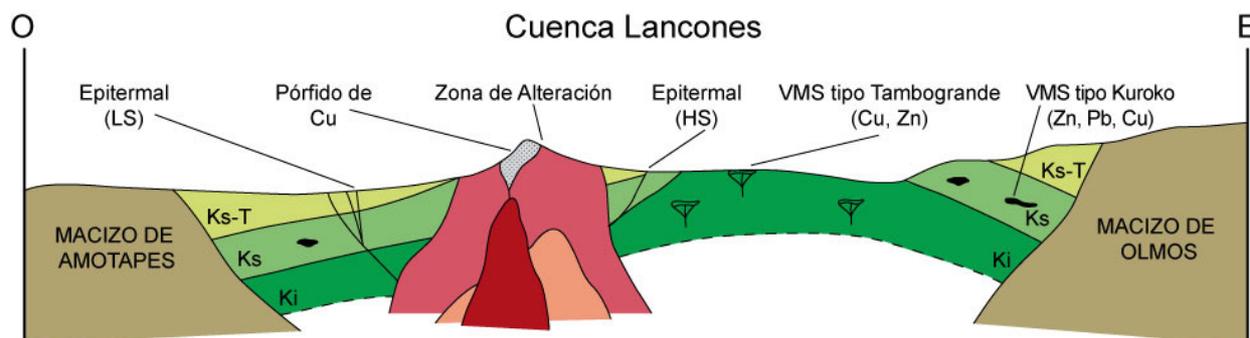


Figura 18. Distribución de las zonas mineralizadas en la cuenca Lancones, las que corresponden a las franjas metalogénicas propuestos en este trabajo. Tomado y modificado de Ríos (2004).

pueden identificar algunos skarns de Fe, ubicados en el contacto de los granitoides cretácicos con rocas calcáreas del Albiano-Turoniano de la Formación La Bocana. El cinturón de intrusivos de rumbo N40° se extiende hacia la zona ecuatorial de la cuenca Lancones (Celica), donde también existen manifestaciones de este tipo de depósitos, como Linderos, Río Playas, El Huato, Tangula, entre otros (Ríos, 2004). El límite de la edad superior de la sucesión volcánica está contrastada con las edades U/Pb sobre zircones de 88-79 Ma de las rocas graníticas del Batolito de la Costa que intruyeron en la cuenca Lancones (Winter, 2008). Así las granodioritas del prospecto de pórfido Co-Mo-Au de Los Linderos (Chiaradia et al., 2004) que corta las rocas basálticas, está datada en 88.4 ± 1.0 Ma por U/Pb en zircones (Winter, 2008). Los sistemas del tipo pórfidos de Cu son las típicas manifestaciones de este estilo de mineralización, ellos se encuentran alineados en lo que se ha denominado cinturón magmático-hidrotermal de rumbo general N40°. Los pórfidos del área están muy erosionados como lo indican las texturas de la roca intrusiva, que varía de pórfido con poca matriz a roca completamente fanerítica, presencia de vetillas A y B y alteración predominante potásica con halo reducido de cuarzo-sericita (Ríos, 2004). La franja de pórfidos se prolonga al sur siguiendo los afloramientos más septentrionales del Batolito de la Costa, denominado Segmento Piura, de posible edad cretácica superior-paleocena (Pitcher, 1978). Estas rocas intrusivas plutónicas y subvolcánicas dan origen a un cinturón magmático-hidrotermal, en el cual se generan depósitos del tipo pórfidos de Cu como La Pampa y el Tigre; así como depósitos epitermales de baja y alta sulfuración, skarns y vetas polimetálicas, a partir de las intrusiones múltiples

asociadas al Batolito de la Costa (Ríos, 2004).

En el sur del Perú la franja se extiende desde el valle del río Cañete hasta la frontera con Chile. Corresponde al borde oeste de la Cordillera Occidental y parte de la Zona Costera. Sin embargo, hacia el sur de la franja no hay prospectos reconocidos, como los de la parte norte donde resaltan Marcahui, Durazno, Puquio, Cuco, Aguas Verdes (skarn relacionado con los intrusivos del Cretácico superior), Lara, Tibillos, Zafranal y Angostura, cuyas edades de mineralización estarían entre 80 y 68 Ma. Esta franja y los principales depósitos están controlados por fallas NO-SE de la prolongación de los sistemas Conchao-Cocachacra, Cincha-Lluta e Incapuquio, así como por fallas menores N-S. Las fallas NO-SE han controlado la parte occidental de la cuenca mesozoica sur peruana y su límite con el arco magmático del Cretácico superior. En efecto, las fallas NO-SE jugaron en el Cretácico inferior como normales controlando la sedimentación, pero a partir del Cenomaniano sufren una inversión tectónica debido a que el arco volcánico instalado sobre el Macizo de Arequipa comienza a levantarse y separar la cuenca del océano. Las fallas, como Cincha-Lluta en el Cretácico superior y por efecto de la tectónica peruana (Vicente, 1989; Jaillard, 1992) cabalgan hacia el NE poniendo en contacto el substrato proterozoico sobre las rocas mesozoicas de la cuenca de Arequipa (Fig. 34), desarrollando la cuenca de antepaís de Querque, e indicando el inicio del engrosamiento de la corteza y la formación de la Cordillera Occidental. Las rocas intrusivas que afloran en la franja son predominantemente tonalitas y granodioritas de composición calco alcalina del segmento Arequipa y la superunidad Tiabaya del Batolito de la Costa, datada entre 86

y 78 Ma (Beckinsale et al., 1985; Rivera, 2007). Dichas unidades están intruidas por pequeños stocks de cuarzo monzonita, dacitas y diques porfiríticos, los mismos que también han intruido a unidades sedimentarias jurásicas de las formaciones Chocolate, Socosani, Grupo Yura; y los volcano-sedimentarios cretácicos del Grupo Quilmaná. Las secuencias están cubiertas en discordancia erosional por los volcánicos miocenos del Grupo Nazca y sus equivalentes del sur del Perú cuyas edades radiométricas van de 22.4 a 18.7 Ma, es decir del Mioceno inferior (Noble et al., 1979b; Thouret et al., 2007).

La mineralización está relacionada con intrusivos calco alcalinos, así en el prospecto Puquio las granodioritas de la roca caja dan dos edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y hornblenda de 82.37 ± 0.48 Ma y 86.3 ± 1.3 Ma respectivamente (Rivera, 2007). Por otro lado, la alteración y mineralización proporcionan edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 77.48 ± 0.53 Ma, 75.34 ± 0.40 Ma y 76.56 ± 0.87 Ma, en sericita y biotita (Rivera, 2007), lo que permite no solamente datar este yacimiento, sino también la franja metalogenética. La mineralización hipógena consiste principalmente de calcopirita, molibdenita y pirita, mientras que la mineralización secundaria está representada por calcosita y covelita. La zona de óxidos exhibe atacamita, calcantita, tenorita, brocantita y malaquita; por encima de estas zonas se encuentra una cubierta de minerales lixiviados. En general, se trata de pórfidos Cu-Mo de dirección NO-SE, con alteración típica de pórfidos con una zona interna potásica y fílica-propilítica en los bordes (Rivera, 2007). En consecuencia, es posible definir la existencia de una Franja Cretácica de pórfidos de Cu-Mo, ubicada al norte y oeste de la Franja Paleocena-Eocena, con más de 700 km de extensión. Esta franja cretácica estaría conformada por sistemas porfiríticos erosionados hacia el norte y mejor preservados hacia el sur, lo que sugiere un control geológico importante a considerar para la exploración de nuevas zonas (Rivera, 2007).

Se ha notado que los pórfidos de Cu del Cretácico superior tienen menor tonelaje que aquellos del Paleoceno-Eoceno en el sur del Perú (Cuajone, Quellaveco y Toquepala) y Chile (El Salvador y la Escondida), debido posiblemente a que presentan niveles más profundos debido a la erosión, exhumación de la zona de alteración potásica y poco desarrollo de la zona de enriquecimiento secundaria, por lo que la mayor parte de la mineralización se encuentra en la zona primaria de baja ley (Rivera,

2007). Por otro lado, el espesor de la corteza terrestre en vías de crecimiento por la tectónica peruana, parece no haber favorecido la concentración metálica.

XI. Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Cretácico Superior-Paleoceno

Esta franja de depósitos epitermales se localiza entre el Macizo de Amotapes y el borde oeste sedimentario del antearco cretácico, al oeste; y la cuenca Lancones al este (Fig. 18). En consecuencia, en esta zona afloran rocas volcánicas y volcano-sedimentarias del arco cretácico, encontrándose también rocas intrusivas de edad cretácica y tal vez paleocena, expuestas particularmente al norte de La Bocana, prolongándose en dirección NE hasta el Ecuador.

La base de la serie mesozoica corresponde a las ya descritas rocas andesíticas porfiríticas de la Formación San Lorenzo del Albiano (Winter, 2008), en tanto que la parte superior presenta rocas volcánicas piroclásticas, riolitas y aglomerados volcánicos de las formaciones Ereo y La Bocana del Albiano-Turoniano (Fig. 16), donde esta última tiene edades U/Pb de 99.3 a 90.3 Ma (Winter, 2008). Por otro lado, estas unidades están cortadas por granodioritas de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 70.84 ± 1.91 Ma (Winter, 2008). En efecto, aquí aflora un segmento del Batolito de la Costa que se ha emplazado dentro la sucesión del arco volcánico marginal de la cuenca Lancones y también más al oeste, fuera de la franja, afectando a las turbiditas del Grupo Copa Sombrero del Albiano-Turoniano. En consecuencia, el límite de la edad superior de la sucesión volcánica de la cuenca Lancones y en particular en el sector oeste está contrastado con las edades U/Pb sobre zircones de 88-78 Ma de las rocas graníticas del Batolito de la Costa que intruyeron en la cuenca Lancones. En el segmento ecuatoriano de la cuenca Lancones, el Complejo Las Lomas es un intrusivo de 15 km de ancho, que varía de gabros a granitos con edades U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que sugieren un tiempo de emplazamiento entre 88 y 44 Ma (Winter, 2008). Los intrusivos de la cuenca Lancones tienen una dirección NE-SO y difieren de la dirección NO-SE, pero esto puede ser explicado por la rotación horaria de 25° del Complejo San Lorenzo (Mitouard et al., 1990).

Esta franja alberga prospectos y yacimientos epitermales como los de Servilleta (Au-Ag) y Bolsa del Diablo (Au-Ag) que se presentan en vetas,

vetillas y cuerpos, controlados por sistema de fallas NE-SO y E-O. Las vetas NE-SO de cuarzo-oro están hospedadas en rocas volcánicas del Albiano-Turoniano de la Formación La Bocana. A los depósitos de Au-Ag, se les asocia con granitoides del Cretácico superior-Paleoceno (Injoque et al., 2000; Ríos, 2004) como Bolsa del Diablo, Potrero, Suyo y Pilares. En Ecuador, las granodioritas del prospecto de pórfido Co-Mo-Au de Los Linderos (Chiaradia et al., 2004) cortan rocas basálticas, y están datadas en 88.4 ± 1.0 Ma. Comparando con las edades más jóvenes del vulcanismo (91.1 ± 1.0 Ma), la transición del arco volcánico al arco plutónico es mínimo (Winter, 2008).

La mineralización de esta franja estaría representada principalmente por sistemas epitermales de baja sulfuración que se emplazan principalmente en la Formación La Bocana (Ríos, 2004). Estos sistemas parecen asociados con los sistemas de pórfidos cupríferos, pues coinciden en posición y mantienen el mismo rumbo en su alineamiento, $N40^\circ$ (Ríos, 2004). Se encuentran próximos a intrusiones subvolcánicas y/o domos de composición mayormente dacítica, donde se observa la presencia de alteración argílica a argílica avanzada, en algunas ocasiones con sílice residual porosa (*vuggy silica*). Estos sistemas del tipo baja sulfuración se manifiestan a manera de vetas de cuarzo, con textura crustiforme y una alteración marginal de sericita-adularia, y poseen potencias que varían entre algunos centímetros hasta 3 m (Ríos, 2004). Las manifestaciones más representativas de este segundo tipo de mineralización epitermal lo constituyen los indicios Algodonal, Alumbre, Naranjo, Pueblo Nuevo, Bolsa del Diablo, Guitarras, Chiqueros y Calabazas (Ríos, 2004). Es importante mencionar que en las orillas de algunos ríos y quebradas importantes, ubicadas en las inmediaciones de dichos indicios, se encuentran algunos lavaderos artesanales de Au transportado, donde unos pocos mineros informales trabajan ocasionalmente (Ríos, 2004).

XII. Franja de depósitos de Au-Pb-Zn-Cu relacionados con intrusivos del Cretácico superior

Se extiende discontinuamente en tres áreas que corresponden al límite de la Zona Costera y la Cordillera Occidental (Fig. 5): Huaraz-Casma-Trujillo (Cerro Ballena; $9^\circ30'S-10^\circ S$), Canta (Lomada-Caracol-Lajas; $11^\circ S-11^\circ30'S$) y Samarca-Nazca-Ocoña ($14^\circ30'S-17^\circ S$). Las estructuras mineralizadas

de cuarzo-oro-sulfuros se encuentran hospedadas en granitoides del Cretácico superior del Batolito de la Costa. En las áreas de Trujillo y Canta los controles estructurales son las fallas secundarias NO-SE, N-S y NE-SO de los sistemas de fallas regionales NO-SE Conchao-Cocachacra o Tapacocha (Fig. 3).

La zona de Samarca-Nazca-Ocoña es la más importante por la presencia de los prospectos y depósitos como Orión, Caravelí, Ishihuinca, Calpa, Arirahua y San Juan de Chorunga en el borde oeste de la Cordillera Occidental. El basamento está conformado por rocas metamórficas del Complejo Basal de la Costa, las que están sobreyacidas en discordancia por rocas sedimentarias de edad jurásica (Aplao, Cuno Cuno), conformadas por areniscas cuarzosas intercaladas con lutitas de color negro y calizas de las formaciones Labra, Gramadal y Hualhuani. Estas unidades son sobreyacidas por rocas sedimentarias de la Formación Moquegua (Eoceno-Oligoceno). Sin embargo, la ocurrencia de cuerpos intrusivos del Batolito de la Costa marca la importancia económica de esta franja. En efecto, aquí se tiene las superunidades Linga, Tiabaya (78 ± 1 Ma, Rb/Sr) e Incahuasi (82.5 ± 1.4 Ma, K/Ar en biotita-hornblenda) del Cretácico superior (Beckinsale et al., 1985) que forma unos cuerpos discontinuos de granodiorita y monzogranito, los que intruyen a rocas intrusivas más antiguas y a rocas sedimentarias del Grupo Yura.

Estructuralmente, la franja se encuentra en el borde oeste de la cuenca Arequipa y el arco magmático, lo que corresponde en gran medida al Batolito de la Costa, limitado por fallas NO-SE del sistema Ica; mientras que el borde este está dado por fallas NO-SE. Un aspecto a resaltar es la presencia de la falla Iquipi como prolongación del sistema Incapuquio NO-SE, pero que a la altura de $16^\circ S$ cambia de dirección a E-O (Fig. 3). Así, al norte de la falla Iquipi se tienen los prospectos y minas conocidos, en tanto que al sur son escasos, lo que tendría que ver con el espesor y origen diferente del substrato (Mamani et al., 2008) y su relación con los depósitos de mayor tonelaje y contenido aurífero.

En esta franja la mineralización es de Au en vetas de cuarzo, con pirita y contenidos menores de calcopirita, galena, esfalerita, calcita y en ocasiones specularita, magnetita, tetrahedrita, bournonita y bournonita (De Montreuil, 1979). Las alteraciones son de sericita, inmediatamente al lado de la estructura, en tanto es argílica y clorítica a propilitica en halos

mas externos. Las vetas son auríferas, sin embargo, en el sector Nazca-Palpa, presentan además altos contenidos de Cu asociados al Au (Injoque y Aranda, 2005). En general, las vetas alcanzan algunos cientos de metros de longitud, llegando rara vez a 800 m o más. Lo interesante es la profundización de estas vetas, así en Nazca-Palpa regularmente se considera entre 100 y 200 m, y más al sur en Chala, Orión tiene las vetas que alcanzan los 400 m de profundidad. En el sector de Caravelí, vetas como Ishihuinca, Calpa, Posco, San Juan de Chorunga, profundizan casi hasta un kilómetro, con mineralización y leyes persistentes (De Montreuil, 1987).

Al norte, en la franja Huaral-Casma-Trujillo, se tiene vetas delgadas de cuarzo (10 a 20 cm) y por lo general oxidadas (limonitas). Los trabajos de extracción han profundizado poco, en parte porque las estructuras son delgadas, de manera que la mineralogía primaria de cuarzo-sulfuros rara vez está expuesta. La excepción a esto parece ser Huachoc, donde la veta generalmente delgada llegó a flotar sulfuros de Cu (calcopirita). Similares características presentan cateos mineros ubicados en el cerro Ballena.

La mineralización de Au-Pb-Zn-Cu ha sido considerada siempre como típica del Batolito de la Costa y aunque se presenta asociada a casi todas las superunidades, aparecen preferentemente vinculada con las unidades félsicas de Tiabaya e Incahuasi. Sin embargo, no hay estudios específicos que vinculan la mineralización aurífera con las superunidades, salvo en la Mina Orión (Injoque et al., 2002). Además, en algunos casos, estas vetas forman parte de un distrito minero y al menos en el caso de la Mina Orión, el centro del mismo es un pórfido de Cu no económico (Injoque et al., 2002) aunque parece que hay varios casos similares, no sólo en el sur (Injoque et al., 2002), sino también al norte de Lima (Mina Huachoc). En el distrito minero Sifuentes, en las alturas de Quicacha, Chaparra y en Andamarca, camino a Santiago de Chocorvos, alturas de Ica, la mineralización aurífera se encuentra en cuerpos y vetas de cuarzo, con altos contenidos de Cu cuando las rocas hospedantes son máficas a intermedias, pero cuando las rocas pasan esta frontera a félsicas, la mineralización es cuarzo-pirita-oro. Hasta donde se sabía estos dos tipos de asociaciones en el Batolito de la Costa (pórfidos y óxidos de Fe-Cu-Au) eran incompatibles (Injoque et al., 2002) ya que explicaban que los primeros ocurrían asociados a procesos

hipabisales o subvolcánicos, en tanto los segundos, a los techos de la cubierta mesozoica en asociación de plutones con grandes fallas y con mezcla de fluidos magmáticos, de cuenca y meteóricos (Haynes, 2002). Esto indica que las mineralizaciones auríferas, por lo menos en el Batolito de la Costa ocurren a diferentes niveles y están vinculadas a varios tipos de procesos mineralizadores mayores (Injoque et al., 2002). Estudios recientes muestran una relación entre los yacimientos IOCG y los pórfidos debido a la participación de los fluidos magmáticos de los intrusivos en la formación de los cuerpos y vetas de yacimientos como Marcona o Mina Justa (Chen, 2008).

Las evidencias de estudios isotópicos y petrológicos, indican que el segmento Arequipa muestra Pb radiogénico de origen cortical (Mukasa y Tilton, 1985a), del mismo modo que los trabajos petrogenéticos indican enriquecimiento en elementos LILE a partir de la corteza y probablemente de metales (Atherton y Plant, 1985), aunque los isótopos de Pb de vetas de Au de la misma región, indican más bien un componente dominante de corteza superior sedimentaria (Mukasa et al., 1990).

XIII. Franja de depósitos de Au-Cu-Pb-Zn relacionados con intrusivos del Cretácico superior-Eoceno?

Constituye una de las franjas menos conocidas por las pocas minas o prospectos, sin embargo el estudio y exploración son necesarios para ver su importancia y potencial. Se tiene dos segmentos entre la Zona Costera y la Cordillera Occidental, uno al norte, en la región Ancash (9°S-10°S) y otro al sur, entre Huancavelica y Ayacucho (14°S-15°S).

Al norte destacan los depósitos La Cantera, Virahuanca, Tres Minas y Chuncas que están hospedados en rocas intrusivas del Cretácico superior, pertenecientes al Batolito de la Costa y también en secuencias sedimentarias del Jurásico superior de la Formación Chicama. Además afloran rocas volcánicas del Cretácico superior-Paleoceno (Romero, 2007), anteriormente atribuidas a la Formación Casma del Albiano. La Formación Chicama está conformada por lutitas negras y algo de cuarcitas de medio marino, cuyos espesores en la franja son de algunos cientos de metros. Las rocas volcánicas son calco alcalinas y se han depositado en una cuenca marginal de trasarco durante el Cretácico superior-Paleoceno (Romero, 2007). El Batolito de Costa se presenta en forma

de varios cuerpos plutónicos alineados en dirección NO-SE, los que son atribuidos a la Superunidad Paccho que tiene edades entre 70 y 60 Ma (Pitcher et al., 1985). La composición de estos intrusivos es variable presentando gabros, tonalitas, granodioritas hasta monzonitas. Estas rocas intrusivas parecen ser los correspondientes de los volcánicos de la cuenca cretácica superior-paleocena, aunque, se pueden encontrar intrusivos más antiguos como el datado por K/Ar en 95 Ma (Cobbing y Pitcher, 1983). Como controles estructurales regionales se tienen los sistemas de fallas Tapacocha o Conchao-Cocachacra de orientación NO-SE (Fig. 3). Las estructuras mineralizadas son vetas de cuarzo-oro-sulfuros con orientaciones N-S, E-O y NO-SE. En la región de Moro las vetas contienen Au-Cu, como Fernando Javier, Motocachi, Virahuanca y Chaucuascucho, con potencias de hasta 1.50 m, más de 100 m de longitud aflorante, subverticales y con registro de leyes mayores a 2 g/t (Sánchez et al., 1995). El prospecto Maravi que es de Zn y Pb ubicado al sureste de Moro, se encuentra en forma de manto en las cuarcitas y calizas dolomíticas metamorizadas de la Formación Chicama, con leyes de 7.34% Zn y 1.98% Pb. Los tipos de alteración relacionados con la mineralización son oxidación, argilitización, propilitización, limonitización y silicificación. En base a los prospectos y minas pequeñas antiguas se nota un zonamiento distrital, así en el núcleo están los prospectos de Au y Cu como Fernando Javier, Motocasi, Chacuascucho, y hacia la zona más alejada, la mineralización está en mantos ricos en Zn y Pb, como el Paraíso 2 y Maravi.

En el segmento sur, el Grupo Yura del Jurásico-Cretácico, está constituido por areniscas cuarzosas con delgados niveles de lutitas negras, de origen fluvial. Rocas intrusivas que son atribuidas a la Superunidad Incahuasi del Cretácico superior (Montoya et al., 1994) cortan las rocas sedimentarias. Cuerpos subvolcánicos de composición dacítica de posible edad eocena-oligocena (Castillo et al., 1993) son importantes y se hallan relacionadas con estructuras de dirección NO-SE. La Formación Castrovirreyna (Oligoceno-Mioceno) sella las unidades anteriores y está formada por rocas volcánicas y sedimentarias (Salazar y Landa, 1993). Estructuralmente, este segmento está limitado por importantes sistemas de fallas de dirección NNO-SSE, que son parte del sistema de falla Arenizo (Fig. 3). Hacia la parte norte, por la zona de Córdoba, este mismo sistema de

fallas adquiere una dirección NE-SO, observándose un trazo discontinuo. Al este, el límite es el sistema de fallas NO-SE de Puquio; además que la franja se halla plegada (Montoya et al., 1994). El ancho de la franja metalogénica se hace cada vez más angosto hacia la parte sur, por el sector de Sancos-Pullo, en el extremo NO del cuadrángulo de Coracora, donde los sistemas de fallas que lo limitan tienden a unirse y formar parte de la prolongación del gran sistema de fallas Cincha-Lluta. En los alrededores del poblado de Tibillo, emplazados en rocas intrusivas granodioríticas a tonalíticas del Cretácico superior (Cobbing et al., 1977), se ubican los prospectos Huarangal y Piedra Pintada, caracterizados por vetas irregulares con mineralización de Cu representados por malaquita y crisocola. Al sur de Tibillo, la veta Buena Suerte es irregular y emplazada en areniscas y lutitas del Grupo Yura, tiene minerales de Ag y Au, mientras que la veta Coquimban es de Cu, Ag y Au. Al norte de Llauta, en el cuadrángulo de Laramate se ubican los prospectos Gioconda (Ag-Cu-Pb), Santa Julia (Ag-Au) y Yolanda (Au) que son del tipo filoniano, con vetas irregulares y emplazadas en el Grupo Yura, así como en rocas granodioríticas y tonalíticas de probable edad cretácica-terciaria (Castillo et al., 1993). En la zona de Otoa se observa el intrusivo de pórfidos dacíticos de probable edad eocena (Castillo et al., 1993) que habría generado los numerosos depósitos vetiformes de Cu, Ag, Pb, Zn, como La Melchorita, Esperanza, Consuelo, El Dorado, El Diluvio, Otoa, entre otros. La parte sur del segmento sur presenta algunos prospectos como La Inmaculada que es de Ag, Au, y Cu.

XIV. Franja de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu del Cretácico superior-Paleoceno

Esta franja se presenta en dos regiones, una en los bordes de la cuenca Lancones y la otra, en el flanco oeste de la Cordillera Occidental, entre La Libertad e Ica (9°S-13°S). Esta última se localiza en el flanco oeste de la Cordillera Occidental entre Santa-Huarmey (9° 15' S) y se prolonga al sur hasta Chíncha Alta-Tantarà (13°10' S). En esta franja Romero (2007) diferencia secuencias volcánicas calco alcalinas del Cretácico-Paleoceno (Fig. 19), anteriormente atribuidas al Grupo Casma del Albiano (Vidal, 1987). En efecto, dataciones de las lavas félsicas en Leonila-Graciela por el método U/Pb sobre zircones (Polliand et al., 2005), indican edades entre 69.71 ± 0.18 Ma y 68.92 ± 0.16 Ma; así como la datación de los basaltos en el valle

de Mala, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total (Noble et al., 2005a), que da una edad de 67.6 Ma. Estas secuencias definen una cuenca principalmente volcánica de edad cretácica superior-paleocena (maastrichtiana-daniana) que alberga depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu, tipo Kuroko como Leonila-Graciela, Palma, Cerro Lindo y Maria Teresa (Vidal, 1987; Polliand et al., 2005).

El estudio estratigráfico, estructural, la cartografía y las dataciones existentes en la costa y borde oeste de la Cordillera Occidental del centro del Perú (Figs. 19 y 20), permitieron evidenciar estas rocas de edad cretácica superior-paleocena depositadas en una cuenca marginal de trasarco (Romero, 2007). La cuenca estaba limitada, al oeste, por rocas del Jurásico superior-Cretácico inferior, y al este por la falla Conchao-Cocachacra de dirección NO-SE. Esta falla que actualmente está cartografiada como inversa, habría actuado como falla normal durante la sedimentación en el Cretácico superior-Paleoceno. En efecto, esto se evidencia por los cambios de espesor, la presencia de megabloques próximos a la falla y los slumps. Es posible que las fallas NE-SO Vegueta, Ambar, Huaycoloro, Chillón y San Bartolo-Palma; hayan jugado también en el Cretácico superior-Paleoceno, pero como de rumbo sinistral (Fig. 19), dentro del sistema de fallas conjugadas en extensión que se daba en esa época. El relleno de la cuenca del Cretácico superior-Paleoceno (~570 m) está dado, en la parte inferior, por depósitos piroclásticos, intercalados con lavas, y brechas, mientras que en la parte superior se tiene una intercalación de lavas masivas, brechas volcánicas, hialoclastitas y lavas en almohadillas; a veces con intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas.

Contemporáneamente con la dinámica de la cuenca cretácica superior-paleocena (70 y 60 Ma), se desarrolló la actividad magmática más importante de la Costa y Cordillera Occidental del Perú central, cuyos productos intrusivos están representados por los mayores volúmenes del Batolito de la Costa caracterizados por gabros hasta monzogranitos. Los productos volcánicos de este magmatismo rellenaron la cuenca a manera de piroclastos y lavas de composición andesítica o andesita-basáltica a riodacítica, de tendencia calco alcalina y alto contenido de K (Atherton et al., 1985; Soler, 1991a). La característica bimodal del vulcanismo, así como la dinámica de la cuenca marginal de trasarco, habrían favorecido las condiciones necesarias para el

emplazamiento de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu tipo Kuroko, probablemente con más de un evento de mineralización. Así, en la mina Maria Teresa se tiene dos eventos importantes: el primero con mineralización masiva, con presencia de cobre gris y calcopirita como exolución en esfalerita; y el segundo, con mineralización diseminada y como relleno de fracturas, caracterizado por la presencia de buornonita y calcopirita en vetillas, identificadas principalmente en los niveles inferiores de los cuerpos mineralizados (Romero, 2007). Así mismo, los depósitos de la cuenca del Cretácico superior-Paleoceno hospedan otros yacimientos y prospectos del mismo tipo como Cerro Lindo, Cantera, Balducho, Palma, Santa Cruz de Cocharca (Perubar) y Aurora Augusta (Fig. 20). La edad de mineralización de Aurora Augusta está comprendida entre 68 ± 1.9 Ma y 62.8 ± 1.8 Ma (K/Ar en sericitas; Vidal, 1987); y de Maria Teresa en 68 ± 6 Ma (Rb/Sr sobre sericitas; Romero et al., 2008), por lo que la edad de mineralización de esta franja está comprendida entre 68 y 62 Ma (Maestrichtiano-Daniano). Como principales controles estructurales destacan los sistemas de fallas con rumbos N135° y N60°, que originan desplazamientos en bloques con geometrías de horst y graben. Los cuerpos mineralizados en María Teresa tienen formas lenticulares con 25 m de ancho, 150 m de largo y 40 m de potencia en promedio; los que se hallan orientados en una dirección preferencial NE-SO indicando un control estructural (Romero, 2007).

Los depósitos Pb-Zn-Cu de la cuenca Lancones están en las rocas volcánicas del Albiano-Cenomaniano, de la Formación La Bocana (Ríos, 2004; Winter, 2008), ampliamente descrito en la franja IX. Los prospectos mas conocidos son El Papayo, Cerro Colorado y Potrobayo. Estos depósitos indican que la Formación La Bocana tienen un ambiente de formación submarino somero, determinado por las características petrográficas, geoquímicas y geológicas de estas manifestaciones (Ríos, 2004). El espesor promedio de la Formación La Bocana, a partir de las columnas estratigráficas de los sondeos de perforación diamantina en los prospectos mencionados pueden tener entre los 300 y 450 m. Aquí se han localizado varios afloramientos sílico-ferruginosos como jaspes y además horizontes de baritina exhalativa (Ríos, 2004). Este tipo de depósitos se asocia a las secuencias félsicas (domos de composición dacítica) del vulcanismo bimodal

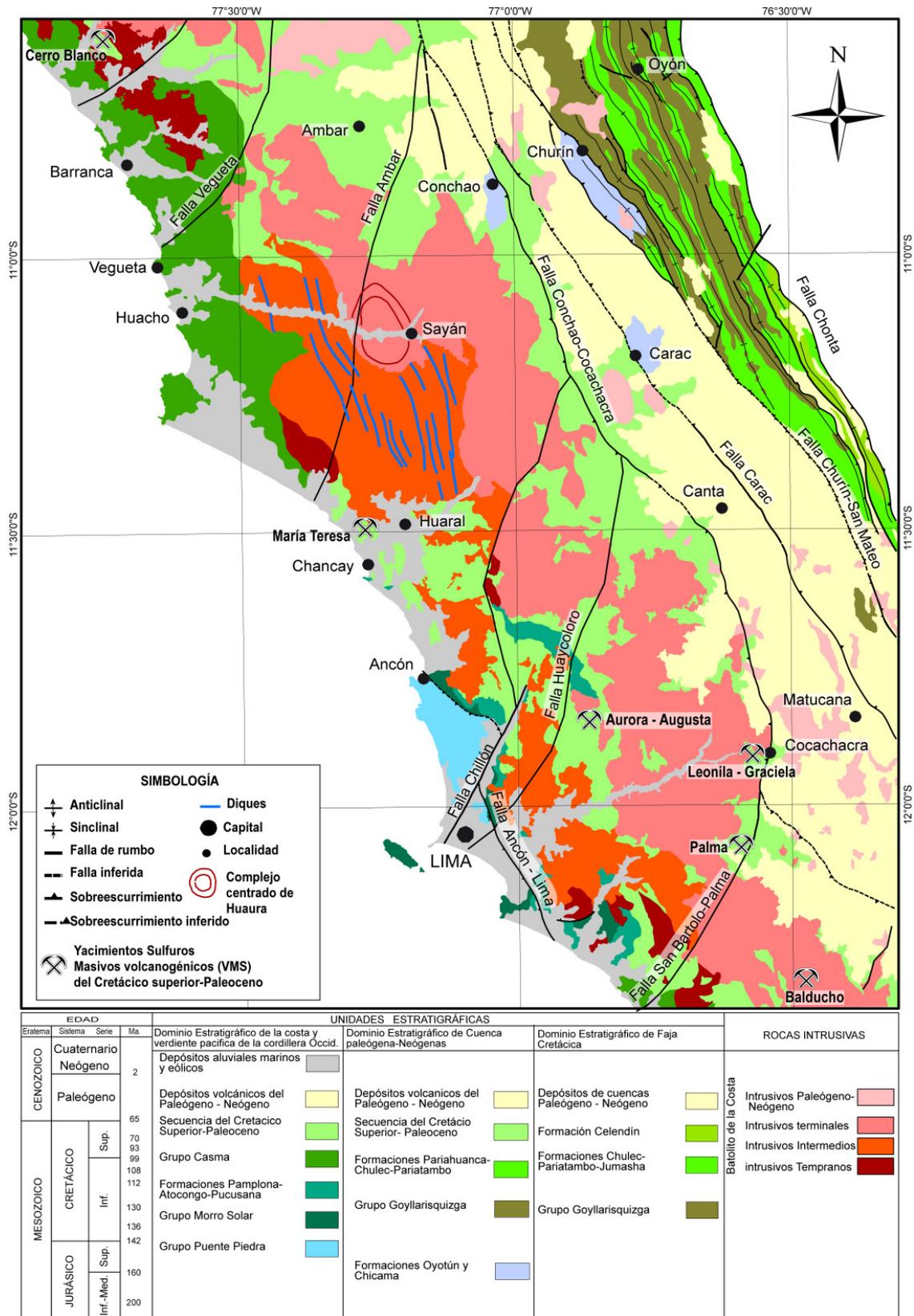


Figura 19. Mapa geológico y estructural de una parte de la franja de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu del Cretácico superior-Paleoceno y franjas vecinas. Tomado de Romero (2007).

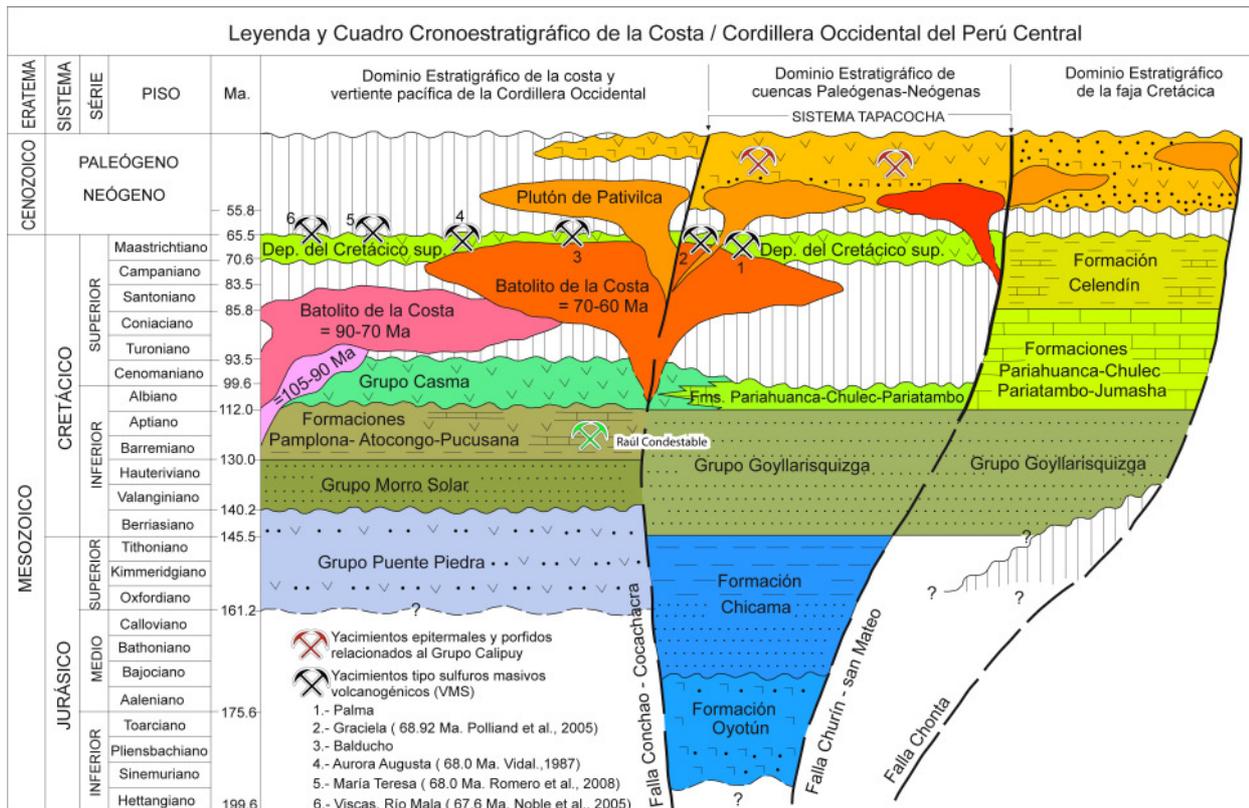


Figura 20. Cuadro cronoestratigráfico mostrando los grandes límites estructurales y los eventos volcano-sedimentarios, así como la ubicación de los yacimientos de sulfuros masivos volcanogénicos de Pb-Zn-Cu del Cretácico superior-Paleoceno. Tomado de Romero (2007).

de la Formación La Bocana, correspondiendo con el esquema clásico de los yacimientos del tipo Kuroko. En los domos dacíticos se desarrollan zonas de stockwork y/o stringer de pirita. Las alteraciones hidrotermales también son coincidentes con los esquemas de los depósitos tipo Kuroko (Zn-Pb-Cu), con un centro silíceo, con presencia de clorita rica en hierro, márgenes sericíticos y hacia la periferia de los cuerpos presencia de zonas epidotizadas. El control estructural de los prospectos El Papayo, Cerro Colorado y Potrobayo, son fallas menores NE-SO, E-O y NNE-SSO.

XV. Franja de pórfidos de Cu-Mo y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Paleoceno-Eoceno.

Los mayores yacimientos de la franja de sistemas porfiríticos del Paleoceno-Eoceno inferior son Cuajone, Toquepala y Quellaveco (Fig. 21). Constituyen una agrupación o cluster de yacimientos de Cu que se localizan en el flanco oeste de la Cordillera Occidental del sur del Perú, prolongándose hasta el norte de Chile. Los tres sistemas son del

tipo pórfido de Cu-Mo, de tamaño intermedio con excepción de Cuajone, que corresponde a la categoría de los yacimientos gigantes. Estos depósitos incluyendo Cerro Verde, forman una agrupación que contienen el 76 % del total del cobre fino existente en toda esta franja, contando los de Chile, con una cifra global de 4636 millones de toneladas con 0.64% Cu (Camus, 2003).

Cuajone, Toquepala y Quellaveco se encuentran emplazados en el complejo volcánico Toquepala que forma parte del arco volcánico continental, desarrollado entre el Campaniano superior y el Paleoceno (75-59 Ma; Benavides, 1999), hacia finales del evento compresivo Peruano (84-79 Ma). El Grupo Toquepala (~3000 m) es volcánico y volcano-sedimentario, donde las rocas volcánicas son principalmente riolitas cuyas edades K/Ar, varían entre 70 y 59 Ma (Benavides, 1999). Sobre esta unidad se disponen, en discordancia angular, depósitos sedimentarios continentales de la parte superior de la Formación Moquegua (700 m) de conglomerados, areniscas, limolitas con intercalaciones evaporíticas

y flujos de tobas ignimbríticas, con edades K/Ar de 25.3 a 22.8 Ma (Tosdal et al., 1981; Quang et al., 2005). Hacia fines de este ciclo (~22 Ma) se produjo, sobre los depósitos de la Formación Moquegua y del Grupo Toquepala, una superficie de erosión que ha sido denominada “Superficie de Altos de Camilaca” (Tosdal et al., 1984). Sobre esta superficie, durante el Mioceno inferior, se han depositado los flujos ignimbríticos, riolíticos y riódacíticos de la Formación Huaylillas (23-17 Ma; France et al., 1984; Tosdal et al., 1981; Bellon y Lefèvre, 1976; Quang et al., 2005), y con posterioridad, las formaciones volcano-sedimentarias de Chuntacala (14-9 Ma), Maure, Sencca y Capillune del Mioceno y Plioceno, las que tienen su mejor expresión al oeste y este de Cuajone y Quellaveco (Zweng y Clark, 1995; Benavides, 1999).

El Grupo Toquepala está intruido por un complejo plutónico compuesto por diorita, granodiorita, granito, monzonita cuarcífera y dacita, datado del Cretácico superior-Terciario inferior (Satchwell, 1983). Este complejo tiene una orientación NO-SE y aparece parcialmente cubierto, en Cuajone y Quellaveco, por los depósitos volcánicos de las formaciones Chuntacala y Huaylillas. En Quellaveco, el complejo intrusivo es granodiorita a tonalita y cubre una superficie de 4 km², aflora en la quebrada del río Asana y constituye la principal roca encajante del yacimiento (Estrada, 1975; Candiotti, 1995). El control estructural de la franja está dado por el sistema de fallas Incapuquio-Micalaco y Cincha-Lluta (Fig. 21), los que parecen controlar la ubicación de los complejos intrusivos, así como la distribución de la alteración y mineralización de los yacimientos de Cuajone, Toquepala, Quellaveco y Cerro Verde (Fig. 21 y 22).

Los procesos de alteración están representados por feldespato potásico, anhidrita, biotita y vetillas de cuarzo tipo A con calcopirita, bornita y escasas cantidades de magnetita y pirita. Esta fase grada hacia la periferia, a propilitización con epidota, clorita y pirita. En Toquepala, el Cu al igual que el Mo se habría incorporado durante la etapa transicional con vetillas de cuarzo-molibdenita-calcopirita tipo B, que se encuentran muy desarrolladas en este depósito y constituyen la etapa principal de mineralización (Zweng y Clark, 1995). En forma sobrepuesta a la alteración potásica, en Toquepala, Cuajone y Quellaveco, se observa una fase de alteración hidrotermal principal muy desarrollada compuesta

por vetillas de cuarzo-pirita tipo D con halos de sericita pervasiva. Sobre impuesta a ella, en las partes superiores de estos depósitos, se observan evidencias de alteración argílica avanzada, caracterizadas por alunita-pirofilita-andalucita y vetillas de enargita. La mineralización hipógena en los distintos yacimientos consiste en calcopirita, pirita y menores cantidades de bornita, molibdenita y magnetita. La alteración filica, cuando es muy desarrollada, consiste de vetillas D que se sobreponen a la fase tardimagmática y transicional.

Los depósitos de pórfido de Cu de Cerro Verde/Santa Rosa están hospedados en granitoides de edad paleocena y gneis del Precámbrico, espacialmente asociados con stocks de pórfidos dacíticos datados en zircones por U/Pb en 61 ± 1 Ma (Mukasa, 1986a). La edad de la actividad hidrotermal está contrastada por dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar en sericitas de 62.0 ± 1.1 y 61.8 ± 0.7 Ma (Quang et al., 2003). Por otro lado, el complejo intrusivo de latita porfirítica, con el que se asocian los procesos de alteración y mineralización de Cuajone, ha sido datado, por el método K/Ar, en 52 Ma (Clark et al., 1990a). La edad K/Ar del Complejo Intrusivo Toquepala ha sido determinada por Zweng y Clark (1995) en 58.44 ± 0.36 Ma; en tanto que la edad de la mineralización y alteración, habría ocurrido alrededor de los 56 ± 1.0 Ma y las etapas más tardías del proceso magmático-hidrotermal, se habrían extendido hasta los 52 Ma. La edad K/Ar de Quellaveco, basada en una muestra de sericita asociada a la mineralización de sulfuros en la monzonita porfirítica, indica 54.1 ± 2.1 Ma (Estrada, 1975). En conclusión, a partir de estas dataciones y otras del norte de Chile, Williams (1992) propuso que en esta franja, habrían ocurrido tres eventos principales de mineralización durante el Paleoceno. El más antiguo entre los 65 y 60 Ma que coincide con el evento Larámide (Bussell, 1983; 1985; Carlotto, 1998) y el más joven entre los 55-48 Ma que coincide con un evento tectónico que marca el inicio de la sedimentación de las capas rojas Eocenas-Oligocenas de la región del Cusco (Fig. 22; Carlotto, 1998, Carlotto et al., 2005). Entre estos dos episodios, según Williams (1992), se habría producido, entre los 60-55 Ma, un pulso intermedio de mineralización que coincide con la fase compresiva Inca 0 o Inca I (según los autores) descrita por Noble et al. (1985), McKee y Noble (1990), Soler (1991a) para el sur del Perú, y datado en Bolivia entre 59.5 y 58.2 Ma donde es responsable de

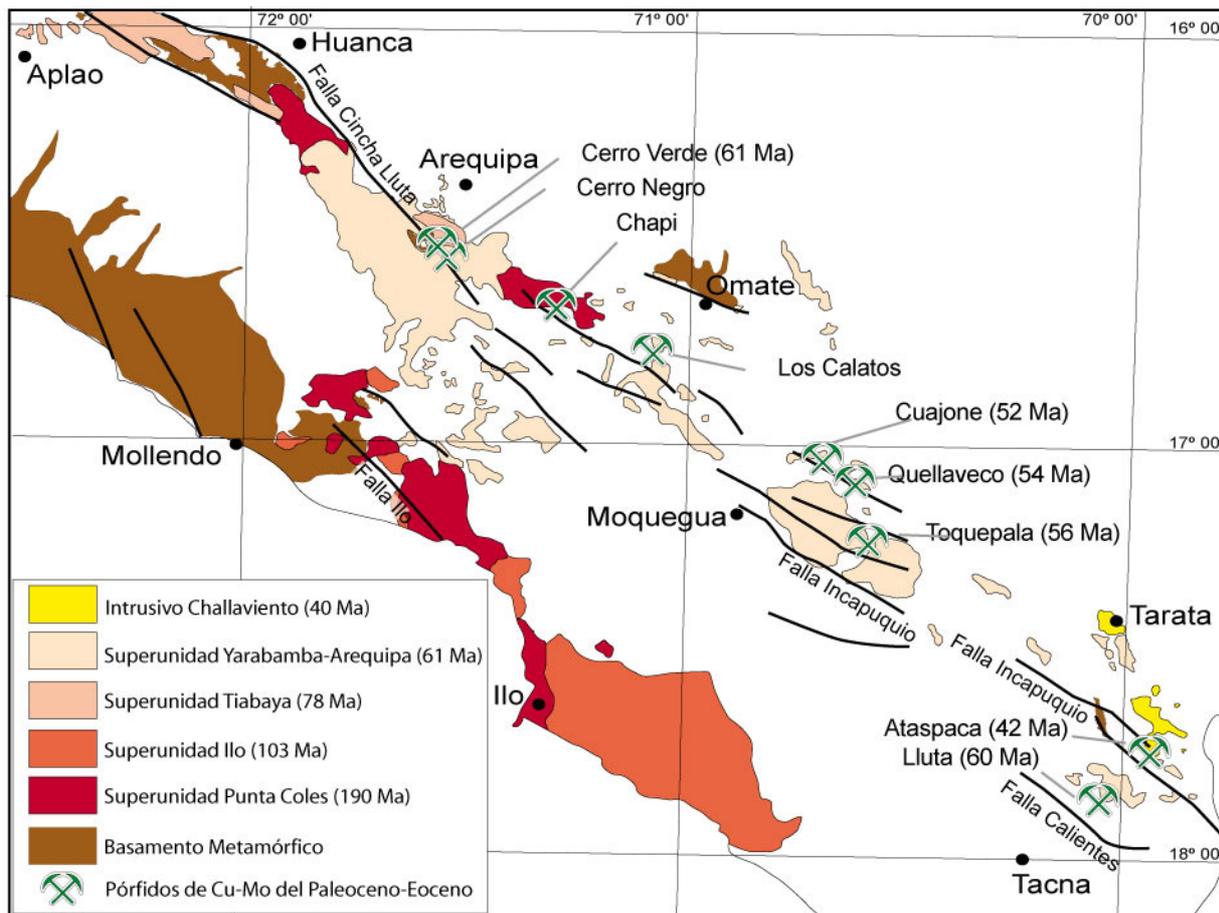


Figura 21. Mapa de ubicación de los principales yacimientos de la franja de pórfidos de Cu-Mo del Paleoceno-Eoceno, el entorno tectónico y de rocas intrusivas. Tomado de H. Acosta et al. (en preparación).

un plegamiento importante en el sistema de antepaís (Marocco et al., 1987). Este evento también ha sido reconocido en Cusco y parece responsable de una parte importante del acortamiento cortical de los Andes peruanos (Carlotto, 1998; Benavides, 1999). En esta misma época se desarrolla el principal evento de mineralización de Cu del Paleoceno, tanto en el sur del Perú, como en Chile (Camus, 2003). Durante este período se han reactivado los sistemas estructurales como las fallas Micalaco e Incapuquio, que muestran una compleja y larga historia de deformación con movimientos de rumbo dextrales e inversos y que, probablemente, controlan el emplazamiento del complejo intrusivo de Toquepala (Zweng y Clark, 1995) y del grupo de pórfidos de Cu de Cerro Verde/Santa Rosa, Cuajone y Quellaveco.

Datos petroquímicos del yacimiento Cerro Verde/Santa Rosa (Le Bel, 1985) indican que las granodioritas son calco alcalinas con altos contenidos de SiO₂ (70%). Sus patrones de elementos de Tierras

Raras muestran pendientes fuertes, sin anomalías de Eu y altas razones La/Yb entre 20 y 21. Este patrón geoquímico sugiere una fuente magmática original rica en anfibolita y eventualmente granate, típicas de mineralogías residuales de alta presión, hidratadas, las que son coherentes con una corteza continental gruesa, superior a 50 km de espesor.

Estos antecedentes indican que durante el Paleoceno-Eoceno basal, los pulsos de mineralización, asociado al emplazamiento de pórfidos de cobre, ocurrieron entre 62 y 52 Ma, que coincide con los eventos Larámide, Inca 0 y otro que marca el inicio de la sedimentación de las capas rojas (Fig. 22), y que la deformación asociada parece haber sido muy importante.

La importancia de esas deformaciones se refleja en los datos petroquímicos, especialmente en los patrones de elementos de tierras raras con altas razones La/Yb. En cambio, más al sur, en

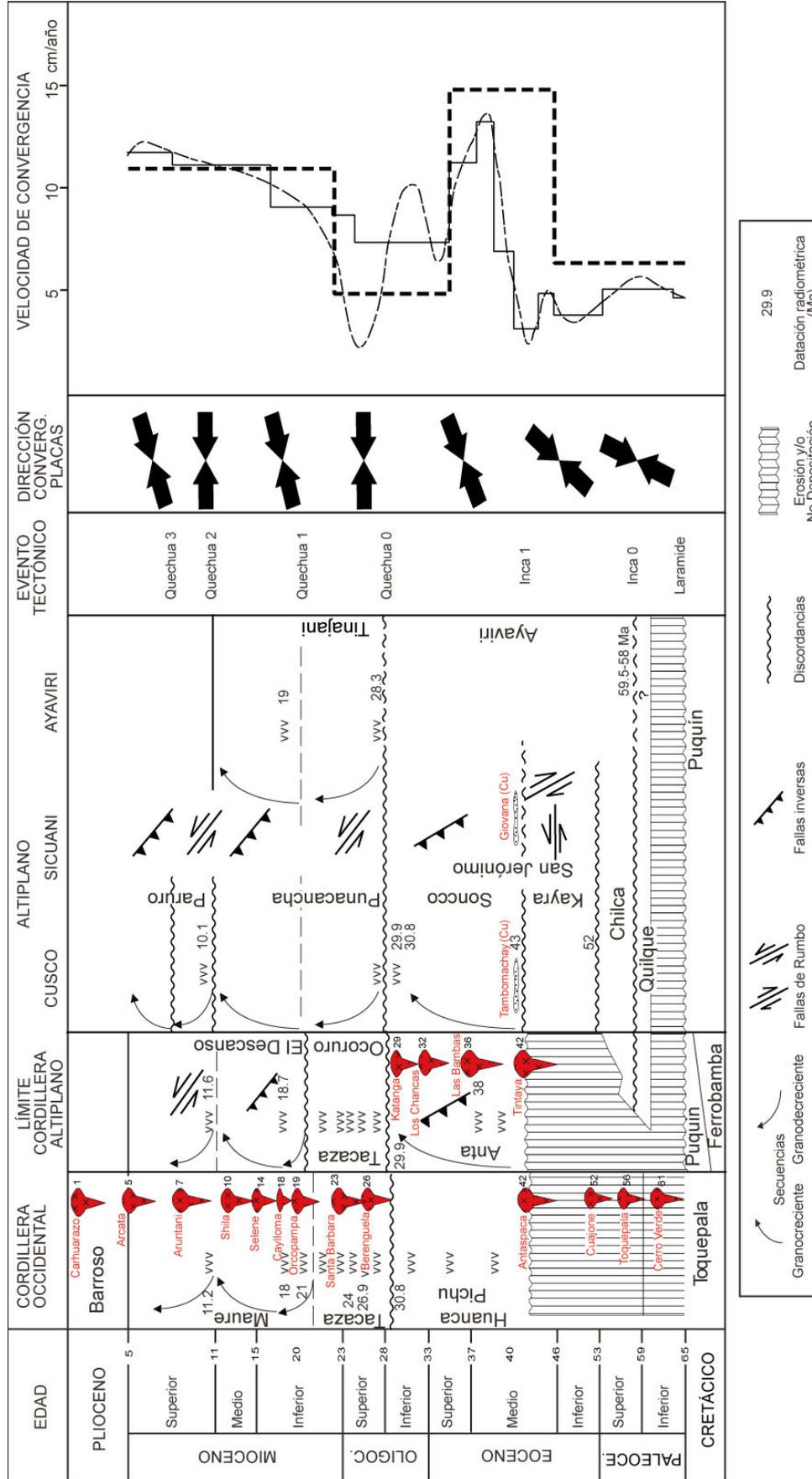


Figura 22. Cuadro cronoestratigráfico Cretácico superior-Plioceno con los eventos volcano-sedimentarios, tectónicos y la cinemática de placas, en relación con la edad de algunos yacimientos en el sur del Perú. Tomado y modificado de Carlotto et al. (2005).

Chile, entre las latitudes de 24 y 26°S, las bajas razones La/Yb son coherentes con mineralogías residuales propias de magmas anhidros poco fraccionados y sugerentes de espesores de corteza menores a 40 km. En esas condiciones, se formaron sistemas epitermales y no sistemas porfiríticos. Las características petroquímicas de las rocas asociadas a los yacimientos del Paleoceno-Eoceno inferior parecen indicar que, en la medida en que las razones La/Yb aumentan a cifras compatibles con fuerte engrosamiento cortical, los sistemas porfiríticos pueden alcanzar mayor tamaño, e incluso constituir mega yacimientos.

Por otro lado, en esta franja también se ha identificado yacimientos tipo pórfido de Cu pero de edad Eocena media. En Ataspaca la mineralización se encuentra asociada a zonas stockwork y skarn de Cu-Mo-Pb-Zn datadas entre 45 y 39 Ma (Clark et al., 1990a). La mineralización se localiza cerca al plutón del mismo nombre, que intruye rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico. Este distrito era considerado como polimetálico de Cu-Pb-Zn-Mo-Ag-Au. Sin embargo, la presencia de vetillas y stockwork, así como la mineralización diseminada con presencia de skarns de calcopirita rica en granate, piroxeno y actinolita, que ocurren en las calizas de la Formación Pelado (Jurásico inferior) adyacente a las monzodioritas, indicarían mas bien un yacimiento tipo pórfido de Cu y skarn. Todas las edades registradas en este distrito son del Eoceno medio a superior (France, 1985). Así, una biotita de la alteración potásica ha proporcionado una edad K/Ar de 40.65 ± 0.88 Ma (Clark et al., 1990a). Este distrito está controlado por la falla Challaviento (Wilson y García, 1962) que es parte del sistema Incapuquio, el que se reactivó durante el evento compresivo mayor Inca del Eoceno medio que se inicia en 43 Ma. El distrito minero de Ataspaca es contemporáneo con los sistemas de pórfidos del Batolito Andahuaylas-Yauri y de la Cordillera de Domeyko (Perelló et al., 2003a).

XVI. Franja de pórfidos-skarns de Cu-Mo (Au, Zn) y Fe relacionados con intrusivos del Eoceno-Oligoceno

La franja Andahuaylas-Yauri situada en el borde norte de la Cordillera Occidental del sur del Perú y al límite con el Altiplano, ha sido originalmente considerada por tener una mineralización de skarn Fe-Cu (Noble et al., 1984a), sin embargo,

recientemente ha emergido rápidamente como una provincia importante de pórfido de Cu (Carlotto, 1998; Perelló et al., 2003a). Los principales yacimientos y prospectos son Tintaya, Antapaccay, Corocohuaycco, Quechua, Katanga, Las Bambas (Ferrobamba, Sulfobamba y Chalcobamba), Los Chancas, Cotabambas, Trapiche, Lahuani, Antilla, Morosayhuas, entre otros (Fig. 23).

La mineralización en este cinturón está asociada espacial y temporalmente al Batolito Andahuaylas-Yauri de composición calco alcalina y de edad Eoceno-Oligoceno inferior (~48-30 Ma; Carlotto, 1998). Este batolito se ha emplazado en el borde norte de la antigua cuenca occidental mesozoica sur peruana y al límite con el alto estructural Cusco-Puno, en una zona de fallas que corresponde al sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo y su prolongación denominada Abancay-Andahuaylas-Totos (Figs. 3 y 23). Este sistema controló la sedimentación mesozoica, separando el alto de la cuenca y actuando como fallas normales, sin embargo, durante el Eoceno inferior jugó como de rumbo dextral creando la cuenca Kayra y en el Eoceno superior-Oligoceno inferior como inversa desarrollando la cuenca sinorogénica Soncco, además, controlando el emplazamiento del batolito y el desarrollo de cuenca Anta (Fig. 24; Carlotto, 1998; Carlotto et al., 2005).

El batolito está compuesto por cuerpos intrusivos que afloran en un área extensa de ~300 km x 130 km y emplazado dentro de rocas sedimentarias clásticas del Grupo Yura (Jurásico-Cretácico), la Formación Mara (Aptiano) y las calizas Ferrobamba del Albiano-Turoniano (Fig. 23). El batolito incluye una primera etapa de rocas máficas caracterizadas por gabros *cumulat* y dioritas emplazadas entre 48 y 43 Ma, las que están intruidas a su vez (segunda etapa) por pulsos de granodiorita y cuarzo monzodiorita entre ~42 y ~30 Ma (Carlotto, 1998; 2002), lo que indica un fuerte levantamiento en el Eoceno medio-Oligoceno inferior. Contemporáneamente a esta segunda etapa, se depositan rocas volcánicas de la Formación Anta (Eoceno medio-Oligoceno inferior) constituidas por más de 1000 m de flujos de lavas de andesitas y flujos piroclásticos de dacitas, intercalados con conglomerados volcano-clásticos (Carlotto, 1998, 2002; Carlotto et al., 2005). Al norte del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo, destaca la presencia de rocas sedimentarias que incluyen las capas rojas del Grupo San Jerónimo de edad Eoceno inferior-Oligoceno inferior y las formaciones Punacancha y

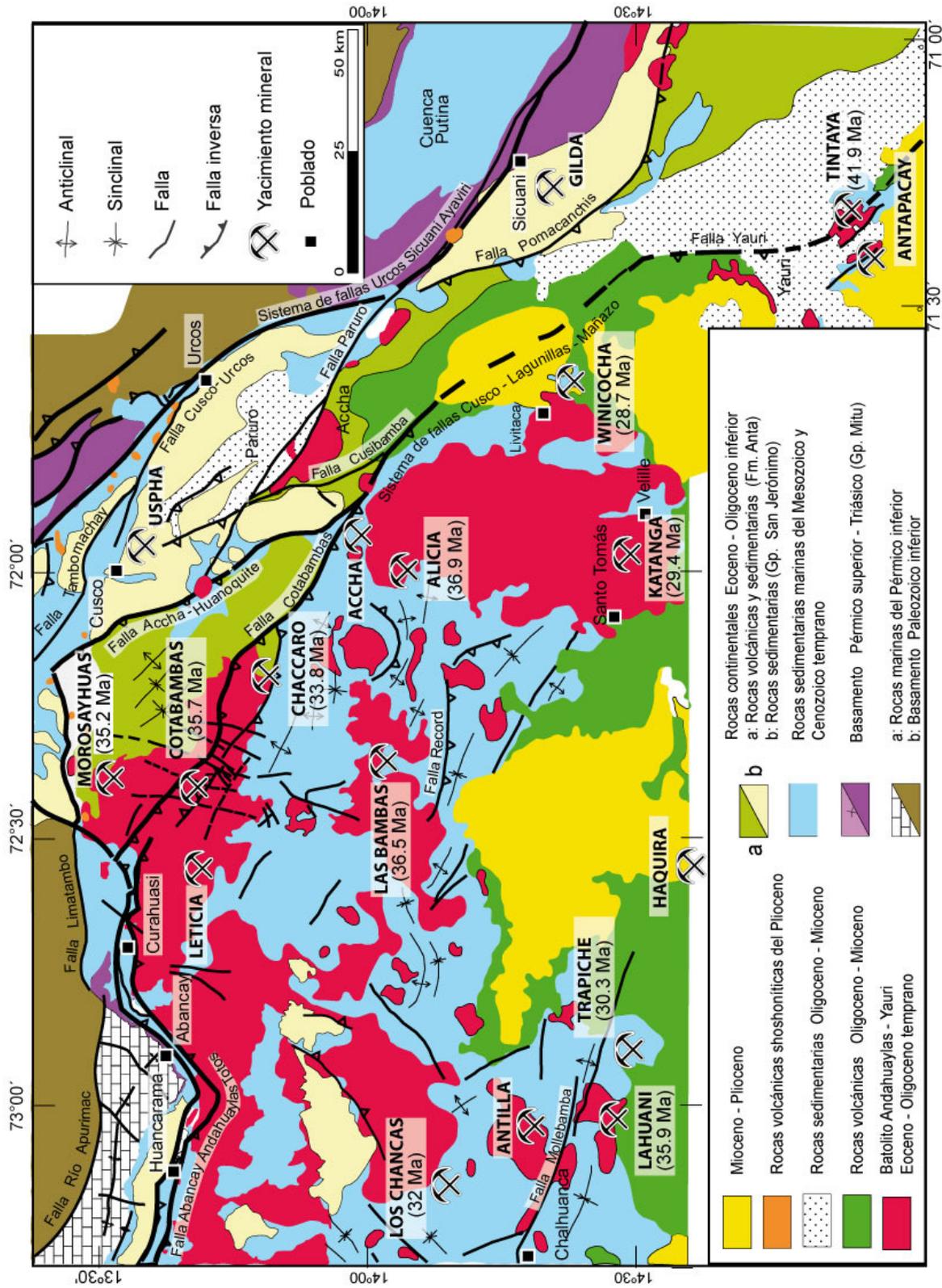


Figura 23. Geología y yacimientos principales de la franja de pórfidos y skarns de Cu-Mo (Au, Zn) y Fe relacionados con intrusivos del Eoceno-Oligoceno del Batolito Andahuaylas-Yauri. Igualmente se muestra los depósitos estratoligados de Cu de las capas rojas. Tomado de Carlotto (1998), Perello et al. (2003a) y Carlotto et al. (en preparación).

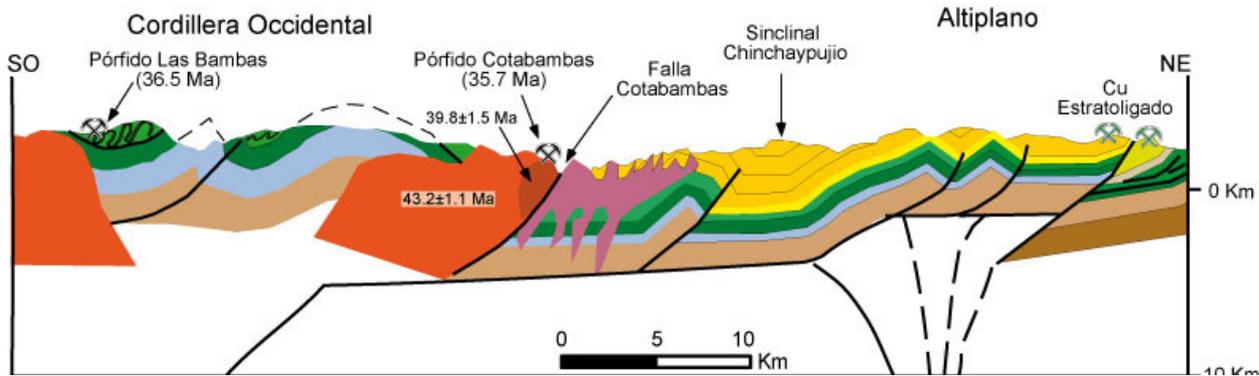


Figura 24. Sección estructural mostrando la geología y el estilo tectónico de la franja de pórfidos y skarns de Cu-Mo (Au, Zn) y Fe del Eoceno-Oligoceno, su relación con la franja de yacimientos estratoligados de Cu tipo Capas Rojas del Eoceno-Oligoceno. Tomado y modificado de Carlotto (1998), Carlotto (2006) y datos de Perelló et al. (2003a).

Paruro, del Oligoceno superior-Mioceno (Fig. 23) que son posteriores al emplazamiento de los sistemas de pórfidos de Cu (Fig. 22).

Las rocas volcánicas y sedimentarias se han depositado en cuencas sinorogénicas, transtensionales del Eoceno inferior y compresionales del Eoceno superior-Oligoceno inferior. Las dataciones radiométricas K/Ar y Re-Os muestran que la mayor parte de la alteración y mineralización del tipo pórfido, a lo largo de esta franja, tomó lugar entre el Eoceno medio y el Oligoceno (~42 a ~30 Ma). Algunos ejemplos, como en Tintaya, una edad Re-Os de 41.9 ± 0.2 Ma (Mathur et al., 2001) data la mineralización. Edades K/Ar reportadas por Perelló et al. (2003a) indican para Peña Alta 39.5 ± 1.1 Ma y 30.3 ± 0.8 para Trapiche, existiendo edades de 35.2 ± 0.9 Ma para Sulfobamba, 35.7 ± 0.9 para Cotabambas (Perelló et al., 2004), entre otras. Las edades mostradas coinciden con la segunda etapa de emplazamiento del batolito, el vulcanismo Anta y la sedimentación de la cuenca Soncco (43-30 Ma). En consecuencia, la mineralización tipo pórfido Cu-Mo (Au-Zn), se interpreta de haber sido acompañada de un periodo de intensa deformación, acortamiento cortical y fuerte levantamiento, sincrónico con la orogenia Inca que comienza en 43 Ma (Carlotto, 1998; Carlotto, 2006b). La mineralización supérgena es inferida de haber sido activa desde el Plioceno, esto en base a evidencias geomorfológicas y una datación K/Ar de 3.3 ± 0.2 Ma en una alunita supérgena de Cotabambas (Perelló et al., 2003a; Perelló et al., 2004).

La franja está definida por mas de 40 sistemas con

alteración y mineralización tipo pórfido, incluyendo 19 sistemas agrupados en 5 *clusters* principales, y más de 12 centros separados (Perelló et al., 2003a), además de cientos de ocurrencias de magnetita. Los stocks de pórfidos de Cu están dominados por intrusiones calco alcalinas de composición granodiorítica conteniendo biotita y anfibolita. Sin embargo, localmente ocurren stock de monzogranitos, monzonitas, cuarzo monzonitas y monzodioritas. La alteración hidrotermal incluye sericita-clorita, cuarzo-sericítica y potásica, así como ensamble propilítico. Asociaciones de alteraciones cálcica-potásica y argílica avanzada están localmente representadas, y ensambles de calco silicato con mineralización tipo skarn ocurren donde predominan las calizas como rocas de caja (Perelló et al., 2003a).

Los depósitos y prospectos de pórfidos de Cu de esta franja van desde ricos en Au y pobres en Mo como Cotabambas (Perelló et al., 2003a; Perelló et al., 2004), hasta depósitos conteniendo ambos, es decir Au y Mo como Tintaya o los Chancas, hasta relativamente ricos en Mo y pobres en Au como Lahuani. Sistemas porfiríticos de Au también están representados, como en Morosayhuas (Perelló et al., 2003a). Los sistemas de pórfidos de Cu ricos en Au, lo son también en magnetita hidrotermal y muestran una correlación positiva entre el Cu y Au en la zona de alteración potásica. Sin embargo, esta magnetita debe ser diferenciada de los cuerpos de skarn de magnetita formados por metasomatismo de contacto entre los gabros y dioritas con las calizas Ferrobamba, en las primeras etapas de emplazamiento del batolito, es decir entre 48 y 44 Ma (Carlier et al., 1989; Carlotto, 1998).

Los minerales de mena de los sistemas porfiríticos son principalmente la calcopirita y la bornita, relacionados con las etapas tempranas de la alteración potásica, que en algunos depósitos y prospectos es variable y está sobre impuesta por la alteración de sericita-clorita con Cu empobrecido (Perelló et al., 2003a). La mayor parte de los sistemas porfiríticos de la franja registran escasos niveles de enriquecimiento supérgeno, debido al bajo contenido de piritita, al desarrollo restringido de alteración cuarzo-sericita, la alta capacidad de neutralización de las zonas de alteración potásica y las rocas de caja regionales carbonatadas, así como a factores geomorfológicos (Perelló et al., 2003a). Las capas de lixiviación son irregulares, típicamente de goethita, conteniendo óxidos de Cu. Stocks de pórfidos conteniendo Cu emplazados en estratos clásticos del Grupo Yura y ciertas fases del Batolito Andahuaylas-Yauri, pueden desarrollar apreciable enriquecimiento supérgeno con calcocita, en zonas estructurales y litológicas favorables (Perelló et al., 2003a).

Un modelo regional propuesto por Perelló et al. (2003a), sugiere que los magmas calco alcalinos del Batolito Andahuaylas-Yauri y la subsecuente mineralización tipo pórfido fueron generados durante un evento de subducción horizontal, el que originó el acortamiento cortical, la tectónica compresiva y el levantamiento sincrónico, que se relaciona con el evento tectónico Inca del Eoceno medio. Es posible que en este periodo también se haya producido una delaminación litosférica (Carlotto et al., 1999b). El acortamiento de la parte superior de la corteza habría impedido el rápido ascenso de magma, favoreciendo el almacenamiento de fluidos en grandes cámaras magmáticas, que a una adecuada profundidad de la corteza más superior, permitió el emplazamiento a gran escala de pórfidos de Cu, en regímenes compresivos. Otro aspecto que resalta en esta franja, es que se sitúa en plena Deflexión de Abancay, donde la dirección de las estructuras andinas NO-SE cambia a E-O. Estudios recientes muestran que esta deflexión, también se habría formado en relación al evento tectónico inca que se inicia en 43 Ma, y que la rotación antihoraria, que es la causa del cambio de dirección, ha estado controlada por grandes estructuras antiguas como los sistemas de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo y Urcos-Sicuani-Ayaviri.

Esta franja tiene características geológicas fuertemente similares con la franja de pórfidos de Cu

del Eoceno superior-Oligoceno inferior del norte de Chile, donde son conocidos los yacimientos gigantes de Chuquicamata y la Escondida. En efecto, en esta región se pone también en evidencia una cercana relación entre la formación de los pórfidos de Cu y la compresión Inca que se inicia en 43 Ma, el acortamiento cortical y la exhumación sincrónica a lo largo de la Cordillera de Domeyko (Maksaev y Zentilli, 1999), todo relacionado a un proceso de subducción horizontal.

Por otro lado, en esta franja se ha reconocido una provincia de Zn denominada Accha-Yanque, conteniendo un gran número de depósitos y prospectos como Accha, Yanque, Millohuayco, Iris, Puyan, Minasccasa, Oscoylo, entre otros (Carman et al., 2000; Boni, 2005; Boni et al., 2009). Se trata de ocurrencias no sulfuradas de Zn situadas en la periferia norte del Batolito Andahuaylas-Yauri (Eoceno-Oligoceno), siendo los más conocidos los que se localizan al límite entre los cuadrángulos de Cusco y Livitaca. La mineralización está hospedada en brechas, sea de origen sedimentario o tectónico en las calizas de la Formación Ferrobamba (Albiano-Turoniano) o las lutitas de la Formación Mara (Aptiano). En Accha, la mineralización primaria pertenece a un depósito de reemplazamiento en los carbonatos y está en parte controlado estructuralmente por un anticlinal NO-SE (Carman et al., 2000; Boni, 2005; Boni et al., 2009). Normalmente, la mineralización de Zn está oxidada. En consecuencia, el depósito de Accha puede ser asignado a dos tipos, de reemplazamiento directo y reemplazamiento de la roca de caja (Boni, 2005; Boni et al., 2009). La zona de mineralización ocupa la charnela de un anticlinal. La mineralogía de Accha tiene algunas características como los minerales típicos de Zn no sulfurados hospedados en carbonatos como la calamita. La asociación de minerales no sulfurados consiste principalmente en la esmitsonita, hemimorfita, encontrándose también sauconita, los que reemplazan tanto los minerales primarios, así como la roca de caja carbonatada (Boni et al., 2009). La edad de los depósitos de Accha puede ser consistente con la datación Pliocena (3.3 Ma) obtenida de una alunita supérgena en Cotabambas por Perelló et al. (2003a). Sin embargo, la mineralización de sulfuros primarios en las calizas Ferrobamba (Albiano-Turoniano) está genéticamente relacionada a los cuerpos intrusivos cercanos del Batolito Andahuaylas-Yauri (Bradford, 2002), similar a otros depósitos de skarn distal que

ocurren en la región y de edad Eocena-Oligocena. Los depósitos minerales consistían originalmente de esfalerita-pirita-galena con halos de sílice y dolomita. Las zonas más potentes de mineralización (50 a 100 m y varios km de continuidad) están concentradas en las calizas y hospedadas como estratoligados, brechados y laminados (Carman et al., 2000; Boni et al., 2009). Existe una discrepancia en cuanto al origen de los cuerpos de brechas, así, Bradford (2002) piensa que es hidráulica por sobre presión de fluidos, aunque Winter (2006) lo relaciona a procesos tectónicos. Boni et al. (2009) piensan que son estructuras sinsedimentarias, posiblemente relacionadas a inestabilidades en la cuenca sedimentaria. De acuerdo a la cartografía geológica regional y a la nueva carta geológica de Cusco (Carlotto et al., en preparación), esta última hipótesis es la más adecuada ya que va de la mano con las estructuras sinsedimentarias ligadas a deslizamientos y mega deslizamientos en la Formación Ferrobamba (Carlotto et al., 2006b; Callot et al., 2008). En consecuencia, los depósitos no sulfurados de Zn-Pb (esmitsonita, hemimorfita) derivan del intemperismo de los sulfuros primarios, en un ambiente supérgeno desarrollado posiblemente en el Plioceno.

XVII. Franja de yacimientos estratoligados de Cu tipo Capas Rojas del Eoceno-Oligoceno

Esta franja se localiza en el Altiplano sur del Perú y al límite con el borde norte de la Cordillera Occidental, en las regiones de Cusco y Sicuani (Fig. 23), prolongándose hacia Puno donde está superpuesta por la Franja XXII de depósitos epitermales de Au-Ag y depósitos polimetálicos con superposición epitermal del Mioceno. El Altiplano corresponde al antiguo alto mesozoico denominado Cusco-Puno, limitado por los sistemas de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo y Urcos-Sicuani-Ayaviri (Figs. 24 y 34; Carlotto et al., 2005; Carlotto, 2006a), los que en el Cenozoico jugaron como fallas de rumbo e inversas, controlando el relleno sedimentario de las cuencas de capas rojas San Jerónimo y Anta (Eoceno-Oligoceno inferior). Las areniscas y eventualmente los conglomerados de estas unidades (Fig. 25), son la roca huésped de este tipo de yacimientos estratoligados de Cu (Cárdenas et al., 1999), similares al tipo Corocoro de Bolivia o San Bartolo de Chile. Los principales prospectos en la región de Cusco son Uspha, Tambomachay, Tipón, Zurite, entre otros; y en Sicuani son conocidos Giovanna, Gilda, San Juan de Herca, Santa Rosa, Clara Luz, Anta, etc. El control estructural de esta

franja está dado por los sistemas de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo y Urcos-Sicuani-Ayaviri, que son también los límites del Altiplano y del antiguo alto estructural (Figs. 3 y 23).

El Grupo San Jerónimo (> 5500 m) conformado por las formaciones Kayra (Eoceno inferior) y Soncco (Eoceno superior-Oligoceno inferior), aflora al norte del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo, en tanto que la Formación Anta aflora al sur o sobre el sistema de fallas antes mencionado y es equivalente en tiempo de la Formación Soncco. La Formación Kayra (2000 a 3000 m) está constituida por areniscas y lutitas fluviales de procedencia sur (Figs. 25 y 26) y depositadas en cuencas similares a los del tipo *pull apart*, formados en relación al juego dextral de los sistemas de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo y Urcos-Sicuani-Ayaviri, durante el Eoceno inferior. La Formación Soncco (1500 a 2000 m) forma un conjunto compuesto por lutitas rojas de llanura de inundación intercaladas con areniscas feldespáticas y conglomerados fluviales (Figs. 25 y 26), los que indican la progradación desde el sur, de los medios fluviales proximales sobre los medios distales, en una cuenca de antepaís, en respuesta a la creación de relieves (Noblet, 1985; Córdova, 1986) y relacionada con el evento tectónico Inca del Eoceno medio-Oligoceno inferior (Carlotto, 1998; Carlotto et al., 2005) que se inicia en 43 Ma (Carlotto, 2006b). Por otro lado, al sur de los afloramientos del Grupo San Jerónimo, se halla la Formación Anta (>1200 m) del Eoceno superior-Oligoceno inferior (43-30 Ma; Carlotto, 1998), ubicada estructuralmente en el borde NE de la Cordillera Occidental y el límite con el Altiplano. La Formación Anta está constituida por conglomerados de conos aluviales, con clastos volcánicos, areniscas fluviales y rocas volcánicas calco alcalinas. Las reconstituciones paleogeográficas muestran que la cuenca Anta se desarrolló al sur y dentro del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo como una cuenca del tipo *piggy-back* que comenzó a formarse alrededor de 43 Ma (Carlotto, 1998; Carlotto et al., 2005) y en respuesta al evento compresivo Inca. Se trata de la cuenca proximal en comparación a la cuenca Soncco que es distal e interpretada como de antepaís. Al sur de los afloramientos del Grupo San Jerónimo y de la Formación Anta se localiza el Batolito Andahuaylas-Yauri (Franja XVI) que sufrió un fuerte levantamiento, en consecuencia fuerte erosión, y cuyos productos rellenaron las cuencas Anta y San

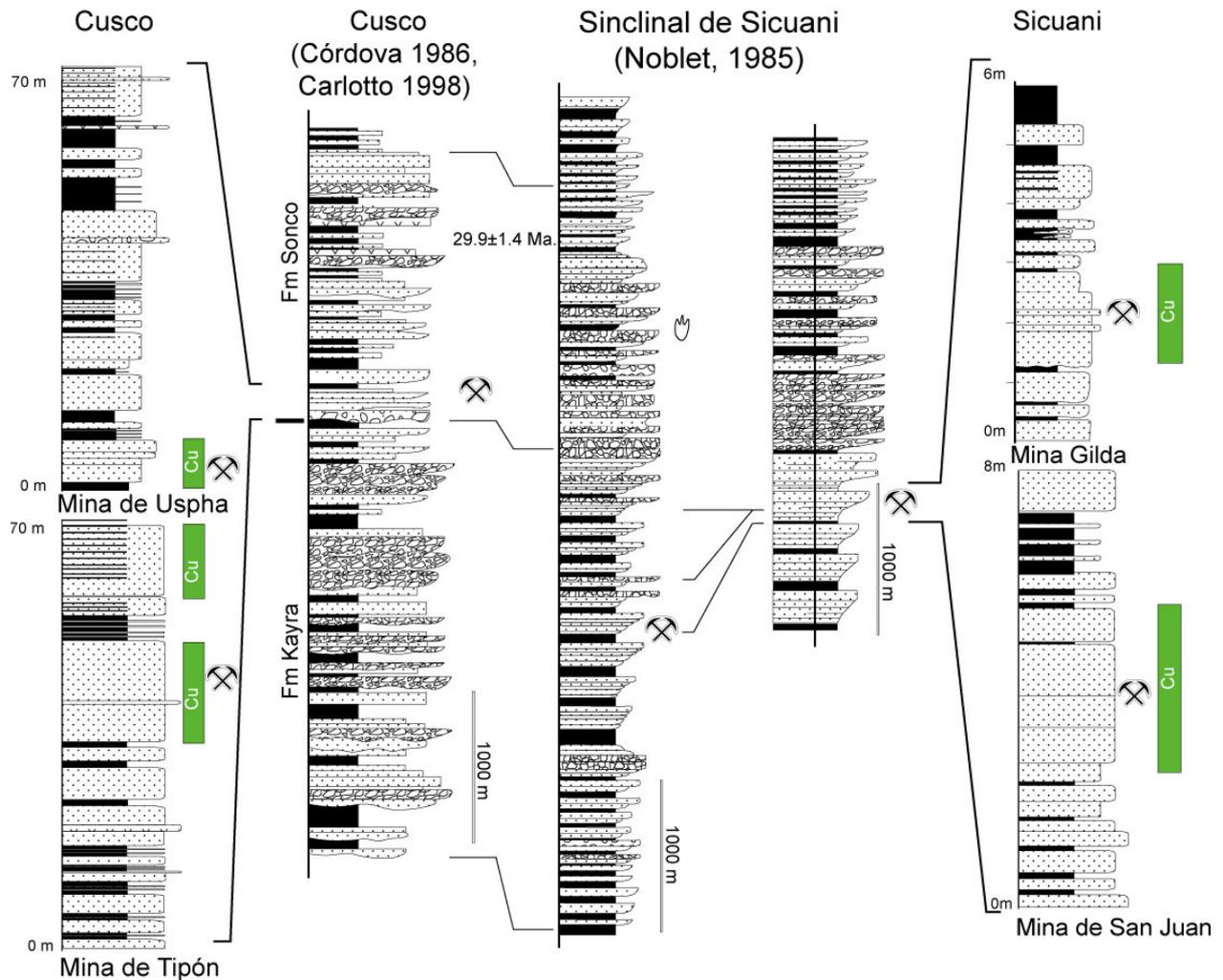


Figura 25. Columnas de las capas rojas del Grupo San Jerónimo (Eoceno-Oligoceno) de las regiones de Cusco y Sicuani mostrando la ubicación de los niveles estratigráficos que contienen Cu estratoligado. Tomado de Noblet (1985), Córdova (1986), Carlotto (1998), Loza (2004).

Jerónimo, situadas más al norte (Figs. 23 y 24). Los pórfidos de Cu de la Franja XVI están datados entre 42 y 30 Ma, y son contemporáneos con el relleno sedimentario de las cuencas Soncco y Anta (Carlotto, 1998; Perelló et al., 2003a; Carlotto et al., 2005).

Los yacimientos de Cu estratoligados se hallan en areniscas al techo de la Formación Kayra en Sicuani y en la base de la Formación Soncco en Cusco (Fig. 25), aunque también existen en los conglomerados de la Formación Anta. El cobre se presenta en capas de areniscas con espesores de 0.5 a 5 m donde la base es erosiva con clastos blandos y restos de carbón. Se trata de diseminaciones de grano fino a medio y se hallan intercaladas con limonitas y lutitas. Las areniscas con mineralización de Cu son arcosas y grauvacas

feldespáticas y según el análisis petrográfico, proceden de un arco magmático (Loza, 2004; Loza et al., 2004), lo que ratifica los datos de paleocorrientes, es decir provenientes del sur, en donde se tiene el arco volcánico Anta y el Batolito Andahuaylas-Yauri (Fig. 26). La mineralización es de bornita y calcopirita, las que se alteran a calcocita, covelita e idaita. Malaquita-azurita-brocantita-anquerita ocurren asociadas a calcita-goethita-pirolusita como pátinas en fracturas (Loza, 2004; Loza et al., 2004). La mena se emplaza en dos formas, la primera relleno de los espacios intersticiales de las areniscas y de los minerales formados como producto de diagénesis temprana, comúnmente localizados en estructuras sedimentarias como canales y laminaciones oblicuas. La segunda está restringida a venillas que cortan la roca caja y

a las areniscas brechadas (Loza, 2004; Loza et al., 2004). Las leyes son de 4 a 6% de Cu y de 2 a 4 oz/t de Ag (Cárdenas et al., 1999).

La secuencia paragenética de Cu se relaciona con 6 fases o estadios (Loza, 2004; Loza et al., 2004) que incluye: 1) Primaria de bornita y calcopirita depositadas en las arenas. 2) Diagénesis temprana donde la bornita y la calcopirita migran a lentes de sedimentos con material reductor (restos de plantas), que son disueltas y dan origen a la calcocita. 3) La alteración de la roca está acompañada por el soterramiento de los sedimentos, que es muy rápido en la cuenca, desarrolla sericita, clorita y ocasionalmente epidota por la alteración de los feldespatos y minerales máficos de la roca, intercreciendo la pirita framboidal. 4) El relleno de fracturas está relacionado con procesos tectónicos compresivos que se inician alrededor de 43 Ma (Evento Inca), que permite el relleno de sulfuros como bornita, calcopirita y calcocita, acompañado de procesos hidrotermales con cuarzo y baritina. 5) El enriquecimiento supérgeno se da a poca profundidad a consecuencia de la tectónica compresiva que pone los niveles inferiores en posiciones superiores, por las fallas y los pliegues de propagación (Fig. 26). En esta etapa, tanto los minerales primarios de Cu, así como los secundarios distribuidos en intersticios y venillas, son remplazados por calcocita, covelita e idaita. 6) La desulfuración y oxidación está relacionada a un fracturamiento posterior que afecta los minerales anteriores, en donde se emplazan minerales originados por estos dos procesos, como son malaquita, brocantita y anquerita, debido a la presencia de carbonatos en el cemento de los depósitos detríticos. Este ensamble mineral es de baja temperatura y aparentemente no está asociado a un fluido hidrotermal ígneo, sin embargo, los minerales de Cu parecen derivar hacia las cuencas por la erosión de rocas intrusivas calco alcalinas del Batolito Andahuaylas-Yauri o sus equivalentes volcánicos de la Formación Anta (Loza, 2004; Loza et al., 2004), como ocurre en el yacimiento San Bartolo de Chile (Flint, 1990). En consecuencia, como se ha visto, el borde NE de la Cordillera Occidental, donde se sitúa el batolito, ha sido levantado y erosionado por la tectónica eocena (Fig. 26), y este lugar ha constituido la fuente alimentadora de minerales, dando origen a los yacimientos estratoligados de Cu localizados en las capas rojas del Grupo San Jerónimo, de las

regiones de Cusco y Sicuani (Loza, 2004; Loza et al., 2004).

XVIII. Franja de depósitos tipo Mississippi Valley (MVT) de Pb-Zn del Eoceno-Mioceno

Se sitúa a lo largo de la Zona Subandina del centro y norte del Perú y paleogeográficamente corresponde a la parte oriental de la cuenca Pucará, con orientación NNO. La geología está caracterizada por un substrato de gneises del Complejo de Marañón ahora datados del Paleozoico inferior, con afloramientos alongados NO-SE y que corresponden a bloques controlados por fallas NO-SE. Encima, sobreyacen en discordancia las filitas y esquistos del Grupo Excelsior (Paleozoico inferior) y las rocas volcánicas y sedimentarias del Grupo Mitu (Permo-Triásico). Sin embargo, el control litológico de estos yacimientos está dado por las rocas carbonatadas del Grupo Pucará (Noriano-Pliensbachiano) que sobreyacen en discordancia al Grupo Mitu e infrayacen también en discordancia a la Formación Sarayaquillo conformada de areniscas fluvio eólicas (Jurásico medio-superior), o a la Formación Goyllarisquiza de conglomerados y areniscas (Cretácico inferior). Para la descripción de esta franja tomaremos dos zonas de referencia, San Vicente al sur y Bongará al norte. La franja está controlada por el sistema de fallas NO-SE San Francisco-Satipo-Pangoa (Fig. 3) y cabalgamientos que ponen en contacto la Cordillera Oriental sobre la Zona Subandina. Los depósitos conocidos son San Vicente, Piñon, Sillapata, Huacrash-Aynamayo, Puntayacu, Pichita Caluga, Cascas, Ninabamba, Raymondi Sur, Tambo María, Pampa Seca, San Roque, Bolívar, Soloco y Bongará. Al oeste de la franja, también es posible encontrar depósitos MVT de Pb-Zn, distribuidos puntualmente en anticlinales cerrados; siendo los más conocidos Ulcumayo y Shalipayco. La edad de mineralización de los depósitos es asumida como eocena o miocena, pero siempre relacionados con eventos tectónicos compresivos importantes.

En el área de San Vicente, además de la geología descrita líneas arriba, se tiene rocas intrusivas del granito de San Ramón y la granodiorita de Tarma ambas de edad permo-triásica (Fig. 27; Dávila et al., 2000). Las rocas metamórficas del basamento y los intrusivos se encuentran cabalgando a las rocas carbonatadas del Grupo Pucará a lo largo del corrimiento NO-SE con vergencia NE del

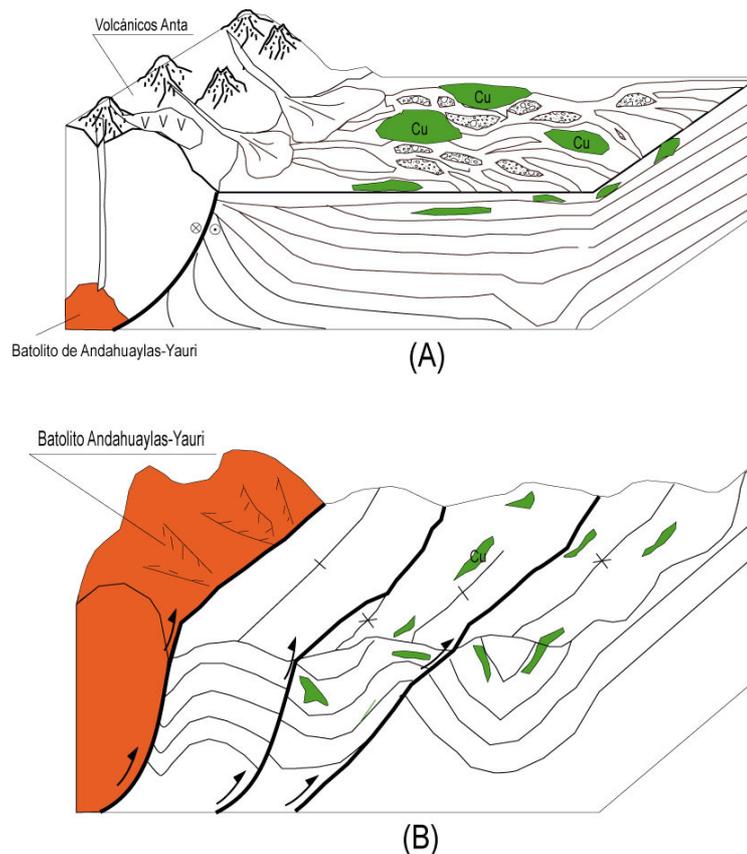


Figura 26. Modelos mostrando la evolución paleogeográfica del Eoceno-Oligoceno y la depositación de las capas rojas del Grupo San Jerónimo así como los depósitos estratoligados de Cu. A). Últimas etapas de la depositación de la Formación Kayra y antes de la compresión incaica. B). Primeras etapas de la depositación de la Formación Soncco luego del inicio, en 43 Ma, de la deformación Inca. Tomado y modificado de Loza (2004).

sistema San Vicente-Oxapampa-Pozuzo. Zonas con cabalgamientos menores también ocurren en el Grupo Pucará. La faja corrida y plegada de la Zona Subandina está relacionada principalmente con el evento tectónico del Mioceno (Mégard, 1984; Gil, 2002), sin embargo, no se descarta que este tuviera un inicio en el Eoceno. En el área de Bongará, las direcciones regionales de las estructuras son NO-SE, NNO-SSE, con fallas locales subordinadas NE-SO. Los sistemas de fallas dominantes son inversos y algunos normales, las vergencias de las estructuras, son tanto al este y oeste (Fig. 28).

El Grupo Pucará que hospeda la mineralización MVT de esta franja está dividido en tres unidades. La Formación Chambará (Noriano-Retiano), conformada por calizas con algunas intercalaciones centimétricas de lutitas negras, se habría depositado en medio nerítico suficientemente profundo de poca

energía; tiene espesores de 25 a 1180 m (Rosas et al., 2007). La Formación Aramachay (Hettangiano-Sinemuriano) consiste de margas, calizas y lutitas bituminosas, cuyos espesores van de 8 a 250 m y se han depositado en una cuenca anóxica de aguas estancadas, relativamente profundas. La Formación Condorsinga constituye una secuencia carbonatada que puede alcanzar 500 a 1200 m de espesor, formada por calizas oolíticas, bioclastíticas y calcarenitas de plataforma carbonatada poco profunda que alcanzan los medios intertidal a supratidal (dolomías).

En San Vicente, la esfalerita y la galena son los minerales de mena, con accesorios de pirita y trazas de marcasita, calcopirita y sulfosales. La ganga consiste predominantemente de dolomita con accesorios de calcita. Los principales horizontes de mena están hospedados en calizas oolíticas dolomitizadas de facies de barrera peri-tidal del

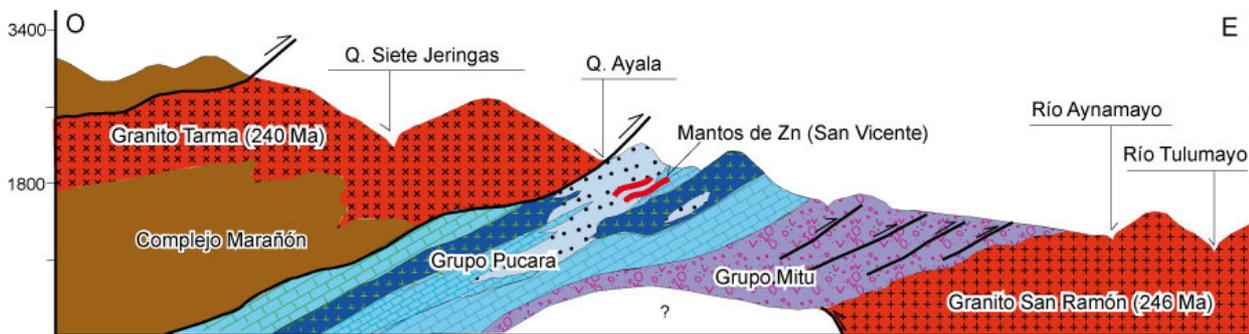


Figura 27. Sección estructural en la zona de la mina San Vicente mostrando los cabalgamientos que controlan la mineralización Pb-Zn del tipo Mississippi Valley. Tomado de Dávila et al. (2000).

Grupo Pucará. Ellos están delimitados lateralmente por facies dolomitizadas lagunares y niveles más finos, más profundos y de facies anóxicas. Los horizontes tienen formas lenticulares y son paralelos a subparalelos a la estratificación (Fontboté y Gorzawski, 1990). Sin embargo, en las partes más profundas de la mina algunos cuerpos mineralizados son paralelos a los planos de cabalgamiento (Dávila et al., 2000). En Bongará la dolomitización es el principal tipo de alteración y mineralización, está fuertemente controlada por la litología y la estructura. Los sulfuros se presentan principalmente en forma de esfalerita, galena y pirita. Las rocas intensamente dolomitizadas y mineralizadas ocurren en la Formación Chambará adyacente a la parte este de la Falla Oeste (Cañón Florida). Los efectos de la dolomitización y la mineralización en Florcita están confinados a zonas de fractura y falla cerca del contacto entre las formaciones Condorsinga y Goyllarisquizga (Fig. 28). Los sulfuros fueron depositados por soluciones en brechas de colapso desarrollados en la Formación Condorsinga y también en las areniscas suprayacentes de la Formación Goyllarisquizga (Reid, 2001). Características de disolución incluyendo los sedimentos internos, las brechas *crackle*, brechas mosaico y de colapso, así como estilolitos y corrosión en dolomitas tardías, son comunes en la parte media de la Formación Chambará, asociadas con fallas, como la Falla Oeste. Estas características de disolución son indicativas de rocas de alta porosidad inicial y permeabilidad a través de las cuales fluyeron los fluidos hidrotermales creando una porosidad secundaria y condiciones favorables para la precipitación de las menas de Zn-Pb.

Como se sabe los depósitos MVT se emplazan

en cuencas sedimentarias y en el caso de esta franja hay un control estructural regional, ya que la cuenca ha evolucionado en un contexto de rift continental. En efecto, durante el Noriano-Retiano una tectónica en extensión produce la individualización de grábenes y/o semi-grábenes de la cuenca Pucará de dirección NO-SE (Formación Chambará), separados de altos a través de fallas normales, las que controlan la sedimentación rápida y potente, que producen cambios bruscos relacionados con una subsidencia tectónica, y que posteriormente serán el factor principal para la movilización de los fluidos mineralizados. Durante el Hettangiano-Sinemuriano, movimientos de distensión produce el hundimiento tectónico de la cuenca y depósitos de calizas en medios más profundos (Formación Aramachay), además del emplazamiento de rocas volcánicas basálticas con características de rift intraplaca (Muñoz et al, 2000; Rosas et al., 1997) y posibles fuentes de Pb-Zn-Ag (Kobe, 1995; Rosas, 1994; Rosas y Fontboté, 1995). Finalmente, la sedimentación arcillosa, confinada y condensada del Hettangiano continúa hasta el Sinemuriano superior con precipitación de fosfatos, luego pasa progresivamente a carbonatos de plataforma progradante, abierta y muy poco profunda de edad Pliensbachiana de la Formación Condorsinga y que corresponde a un periodo de calma tectónica o *sag* térmico (Carlotto et al., 2009). Finalmente, el clima caliente y desértico que se da en estos periodos, explicaría el paso hacia el este, a la actual Zona Subandina y Llanura Amazónica, de depósitos carbonatados a depósitos terrígenos finos parcialmente evaporíticos (Loughman y Hallam, 1982) como se observa en los pozos petroleros de las cuencas Maraón y Ucayali; lo que ha favorecido también al desarrollo de facies favorables para el control litológico estratoligado, la movilización de

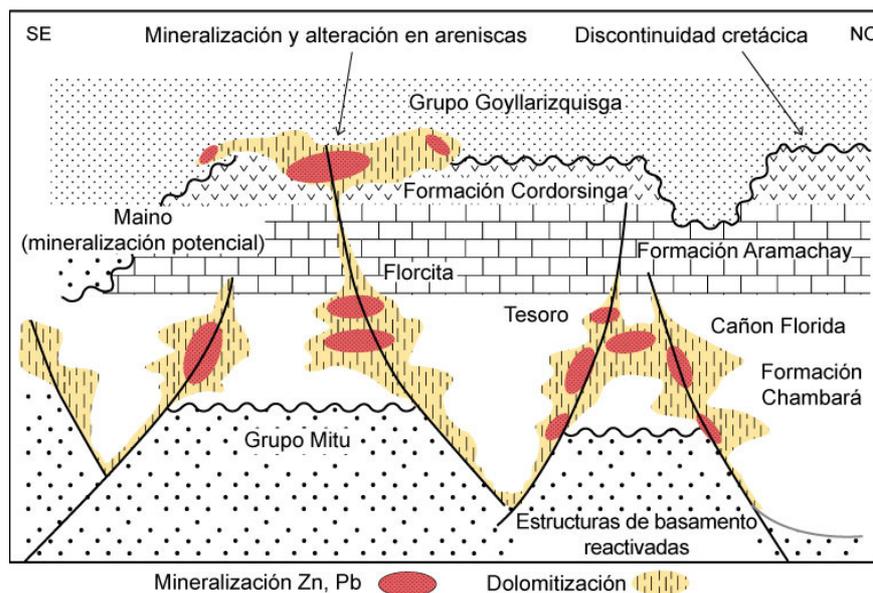


Figura 28. Modelo esquemático de la dolomitización y la distribución de la mineralización Pb-Zn con respecto a las fallas y a la paleogeografía de la cuenca Pucara en la región de Bongará. Tomado de Reid (2001).

los fluidos, la alteración y la mineralización de esta franja.

Para esta franja se plantean dos modelos regionales que tienen que ver con la mineralización MVT, pero ambas parten de un mismo contexto de cuenca, es decir del tipo rift, cuyas fallas normales van a controlar los cambios de facies, espesores y removilizaciones de las soluciones mineralizantes. En el caso de San Vicente estas fallas sufren una inversión tectónica, la cuenca comienza a levantarse y las fallas se transforman en cabalgamientos (Fig. 27), asociados con eventos mayores de la deformación andina del Eoceno o Mioceno. En el caso de Bongará, las fallas normales se invierten y se comportan como fallas inversas de alto ángulo con poco desplazamiento (Fig. 28). La edad de la inversión en este caso sería del Cretácico superior y en relación al evento peruano (Basuki et al., 2008), aunque la geología regional indica más bien una probable edad eocena para la inversión. En los dos modelos, los cuerpos mineralizados están relacionados con zonas de disolución o de brechas y ligadas a dolomitas en la interfase con las calizas. Los fluidos registran bajas temperaturas (100-150 °C) y alta salinidad (> 15 wt % NaCl equiv.) Ellos son ricos en CO₂, SO₂ e hidrocarburos. El Pb y el Zn sólo son solubles en concentraciones suficientes cuando el fluido está oxidado, o por el pH bajo, donde los complejo meta-

cloruro son estables. La precipitación de sulfuro puede ocurrir por mezcla con los fluidos reductores o por neutralización de fluidos por disolución de carbonatos (Basuki et al., 2008).

Los prospectos Cañón Florida y Florcita, cerca de Bongará fueron estudiados (Fig. 28). Así, el marco geológico, la micrometría de inclusiones fluidas y los valores de δ³⁴S indican que la reducción termoquímica del sulfato disuelto (TSR) fue el principal mecanismo de reducción de H₂S para la precipitación de metal. Las posibles fuentes de sulfatos incluyen agua de mar del Cretácico superior y minerales evaporíticos sulfatados de las Formaciones Chambará y Condorsinga y/o de la Formación Sarayaquillo del Jurásico (Basuki et al., 2008).

La distribución relativamente homogénea de las proporciones de isótopos de sulfuros en la cuenca y el reemplazamiento de sulfatos de las evaporitas favorece un modelo de dos reservorios para los sulfuros y los metales. En consecuencia, el Zn y el Pb han sido aportados casi enteramente de las salmueras de la cuenca, los carbonatos no están enriquecidos en Zn y el Pb es altamente radiogénico, lo que habla de una fuente cratónica de la corteza superior. Finalmente, las evidencias de campo sugieren que las salmueras de mineralización podrían precipitar mineral donde existió trampas de gas y donde los

hidrocarburos no fueron entrampados (Mastrodicasa y Herbort, 2005).

Las secuencias reconocidas en clastos con estructuras tempranas tipo cebrá, dentro de las chimeneas de brecha y fallas tardías normales e inversas cortando las estructuras preexistentes, son diagnóstico de deposición de la mena en un contexto orogénico. Esto indica que la formación de la mena ocurrió durante un tiempo prolongado precedido de cabalgamientos que fueron propagándose al este, a estructuras tempranas que fueron progresivamente cortadas y desplazadas por fallas tardías. Tal sucesión de sobre imposición de eventos estructurales, son rasgos típicos de yacimientos formados en ambientes de cabalgamiento (Jolley et al., 1999).

XIX. Franja de depósitos epitermales Au-Ag del Eoceno, Mioceno y depósitos polimetálicos del Eoceno-Oligoceno-Mioceno

Se localiza en la parte este de la Cordillera Occidental del Perú central (9°-14°S) entre Ayacucho y Cerro de Pasco donde la morfología relativamente plana es conocida como las altiplanicies del centro del Perú. Esta franja es una de las más complejas, debido a que se encuentran depósitos metálicos de diversos tipos como epitermales Au-Ag y polimetálicos Pb-Zn (Ag), además de los pórfidos Cu-Mo, skarns Pb-Zn-Cu, todos ellos relacionados con eventos magmáticos-metalogenéticos que se desarrollaron entre el Eoceno y el Mioceno (Bissig et al., 2004; 2008). Los controles estructurales de esta franja son, al oeste el sistema de fallas Chonta, y el sistema de fallas La Oroya-Huancavelica, mientras que al este el control principal es el sistema de fallas Ayacucho-Cerro de Pasco. Al Sur, el dominio termina bruscamente en el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos (Fig. 3).

Esta franja se extiende sobre grábenes y horst heredados de los rifts permo-triásicos (Mitu) y triásico superior-líásico (Pucará). En efecto, al sur de la franja afloran ampliamente las rocas volcánicas y sedimentarias del Grupo Mitu (Permo-Triásico), que sobreyacen en discordancia a pizarras y esquistos del Paleozoico inferior. A su vez el Grupo Mitu es sobreyacido, en discordancia por las calizas del Grupo Pucará (Noriano-Pliensbachiano) y los sedimentos detríticos y carbonatados de las formaciones Chunumayo, Cercapuquio y Chaucha (Aaleniano-Bajociano). Los sedimentos cretácicos depositados en esta franja corresponden a las areniscas de la

Formación Goyllarisquizga (Neocomiano) y las calizas Chulec-Pariatambo del Cretácico medio, seguidos por las rocas de edad cenozoica. En esta franja afloran rocas intrusivas y volcánicas calco alcalinas, muchas de las cuales están relacionadas con la mineralización y cuyas edades van del Eoceno al Mioceno. De acuerdo a la geología de la franja, las rocas hospedantes son muy variadas, desde sedimentarias continentales hasta marinas, así como intrusivas y volcánicas. Los depósitos paleozoicos y mesozoicos fueron intensamente deformados durante los eventos tectónicos del Cenozoico.

La evolución geológica de la franja está marcada por los rasgos estructurales permo-triásicos que controlaron las cuencas rifts del Mitu y del Pucará. Así, en la zona de Cerro de Pasco, la Falla Longitudinal o Cerro de Pasco marca, el límite de las facies orientales y occidentales del Grupo Pucará (Fig. 29), definiendo un alto al oeste con espesores de 600 m y un graben al este con mas de 2900 m (Mégard, 1978; 1979). Esta falla actuó como normal durante la sedimentación, mientras que durante la deformación andina como inversa o de rumbo (Ángeles, 1999), controlando los depósitos continentales sinorogénicos de la Formación Pocobamba o Calera del Eoceno. Este alto estructural y sus límites, conocido localmente como domo de Yauli y domo de Malpaso, es un control estructural regional pues alberga los yacimientos mas importantes de la franja. Así, en el Mioceno la Falla Longitudinal ha controlado el emplazamiento de los cuerpos volcánicos y la mineralización de los distritos mineros de Cerro de Pasco y Colquijirca (Vidal y Ligarda, 2004; Baumgartner et al., 2008).

En relación al evento magmático del Eoceno, al oeste del horst de Cerro de Pasco, se origina un complejo magmático anular de dimensiones sub batolíticas (30 x 8 km) conformado por stocks y centros volcánicos principalmente andesíticos (Cobeñas, 2008), los cuales están relacionados a la actividad hidrotermal aurífera de alta sulfuración del distrito minero de Quicay-Pacoyán, siendo Quicay el más importante y datado entre 37 y 35 Ma (Noble y McKee, 1999; Soler y Bonhomme, 1988; Bissig et al., 2004; 2008). En el Oligoceno, al este del horst de Cerro de Pasco y a lo largo de la falla Milpo-Atacocha, relacionada con el sistema de fallas Ayacucho-Cerro de Pasco, dioritas y granodioritas, intruyen a las calizas del Grupo Pucará (Triásico-Jurásico) originando los depósitos polimetálicos tipo skarn con mineralización de Pb-Zn-Ag-Cu, siendo El

Porvenir (Milpo) y Atacocha los más importantes, pasando al norte a los depósitos de Vinchos que es un pórfido-skarn de Cu-Mo (Lavado et al., 2004), Pariajirca (pórfidos Cu-Mo), Jogochuccho, Raulito, Rondoni, Patashmina y Huancamina. Igualmente, los intrusivos oligocenos están relacionados con vetas de Pb-Zn-Cu como Machcán y otros. Según las edades K/Ar de Soler y Bonhomme (1988) y más recientemente de Bissig et al. (2008) los depósitos de Cu-Mo y Pb-Zn-Cu tendrían edades de mineralización de 29 Ma. Por otro lado, asociado con los intrusivos del Mioceno ~20 Ma se tienen mineralizaciones de Pb-Zn-Cu, como los depósitos Anita, Asunción, Chanchamina y otros del Perú central.

Los depósitos epitermales y polimetálicos del distrito minero de Cerro de Pasco comprenden dos etapas de mineralización y están relacionados espacial y temporalmente con el complejo de diatremas y domos de edad miocena media. La primera etapa se emplazó a lo largo de estructuras N-S siguiendo la falla Longitudinal (Cerro de Pasco) y el anticlinal de Cerro (Fig. 29); consiste de grandes cuerpos de pirita-cuarzo que reemplazan las calizas del Grupo Pucará (Triásico superior-Lías) y una diatrema de brecha de menor dimensión. Pipes de pirrotita vertical zonadas contiene esfalerita con Zn-Pb rico en Fe. Los ensambles minerales son característicos de estados de baja sulfuración (Baumgartner et al., 2008). La segunda etapa de mineralización se sobre

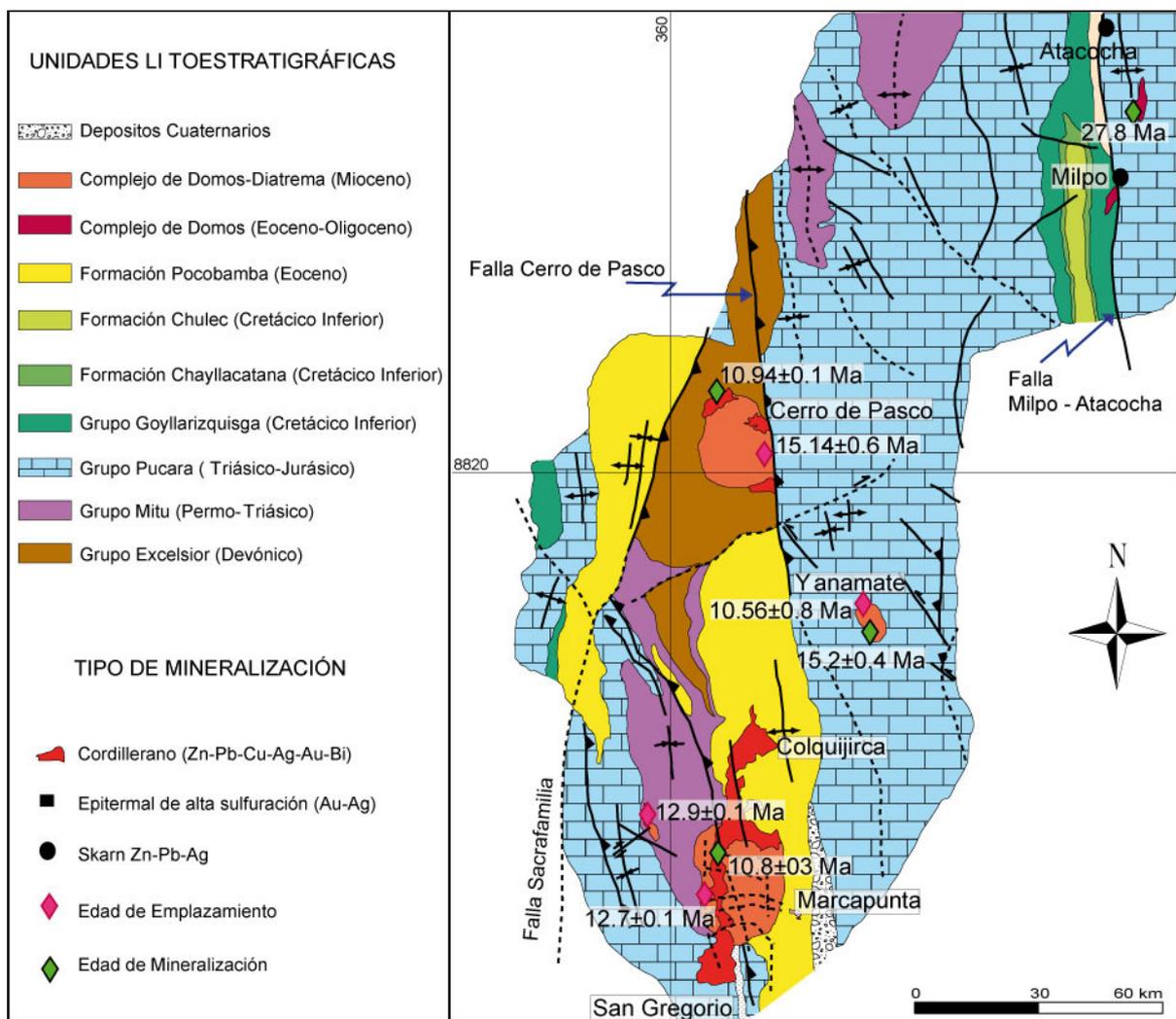


Figura 29. Mapa geológico de la región de Cerro de Pasco con edades de rocas intrusivas y de mineralización de los principales yacimientos. Basado en Ángeles (1999); Vidal y Ligarda (2004), Cueva (2008), Bendezú et al. (2008) y Baumgartner et al. (2009), modificado.

impone parcialmente a la primera y comprende vetas de enargita-pirita conteniendo Cu-Ag- (Au-Zn-Pb) hospedadas en las brechas de la diatrema y en los cuerpos de pirita-cuarzo, así como, en los cuerpos mineralizados reemplazados en las calizas. Las vetas de enargita-pirita están controladas por fallas E-O, sin embargo, los cuerpos minerales de reemplazamiento ocurren a lo largo de direcciones NE, E-O, NO y casi N-S (Baumgartner et al., 2008).

Nuevos datos geocronológicos U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Baumgartner et al., 2006; 2008) combinados con dataciones anteriores revelan al menos 3 centros magmáticos de edad miocena media en el segmento que comprende los distritos mineros de Cerro de Pasco y Colquijirca. Cada centro produjo un complejo domo-diatrema: Yanama (15.92 Ma), Cerro de Pasco (15.4-15.1 Ma) y Colquijirca (12.4-12.12 Ma). Los sistemas de mineralización mas grandes están relacionados con los dos últimos complejos (Baumgartner et al., 2008). Una edad U/Pb en zircons de tufos lapilli acrecionados de un bloque de colapso, en la diatrema de Cerro Pasco registra 15.36 ± 0.03 Ma y 15.40 ± 0.07 Ma para un domo de dacita porfirítica, así como 15.35 ± 0.05 Ma y 15.16 ± 0.04 Ma para dos diques porfiríticos de cuarzo-monzonitas (Baumgartner et al., 2009). Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en alunitas definen la segunda etapa de mineralización con edades entre 14.54 ± 0.08 y 14.41 ± 0.07 Ma (Baumgartner et al., 2009), las que son consistentes con la alteración argílica avanzada. Tres edades más jóvenes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de alunitas de 12.39 ± 0.06 , 12.13 ± 0.07 Ma, y 10.94 ± 0.10 Ma (Baumgartner et al., 2009), reflejarían el reseteo parcial por circulación y reactivación del sistema hidrotermal. Por consiguiente, parece que la actividad magmática hidrotermal en Cerro de Pasco duró alrededor de 1 Ma, de 15.4 a 14.4, similar a la duración del distrito cercano de Colquijirca (Bendezú et al., 2008). Por otro lado, la mineralización de alunitas en los depósitos epitermales Au-Cu de alta sulfuración de Marcapunta da edades K/Ar de 11.6 ± 0.1 y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 10.6 ± 0.1 (Vidal y Ligarda, 2004), registrando el último pulso de mineralización de esta franja.

XX. Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Oligoceno-Mioceno

Se extiende entre en el flanco oeste del dominio volcánico cenozoico de la Cordillera Occidental. Esta franja se encuentra sub-dividida en dos segmentos. En el norte se encuentra el segmento San Pablo-

Porculla (7° - $8^{\circ}30'S$) y al sur el corredor Huaytará-Tantarà ($12^{\circ}30'$ - $14^{\circ}30'S$).

La franja de baja sulfuración Huaytarà-Tantarà (Vidal et al., 2004), contiene mineralizaciones Au-Ag (Pb-Zn-Cu) como relleno de fracturas y brechas, hospedada en secuencias volcánicas del Eoceno-Mioceno. Tiene una longitud reconocida de 130 km y un ancho promedio de 20 km, con rumbo NO-SE (Fig. 30). Se extiende desde la mina Antapite al sur, hasta el proyecto Pampa Andino al norte. Las estructuras mineralizadas tienen orientaciones NO-SE, NE-SO, N-S y E-O; con potencias que varían entre 0.20 m a más de 8 m. La mineralogía de mena, en la mayoría de casos presenta pirrotita-arsenopirita-argentita, definidos como minerales de baja sulfuración. Las rocas hospedantes muestran halos de alteración que gradan de cuarzo-adularia-sericita-illita a cuarzo-clorita-zeolitas-calcita (Quispe, 2006). La edad de mineralización es esencialmente oligocena, pero también puede llegar al Mioceno inferior (Noble, 2002).

En esta franja las rocas más antiguas corresponden al Grupo Yura que está constituido por cuarcitas, areniscas y lutitas del Cretácico inferior. Sin embargo, lo que resalta es la presencia de tobas ricas en plagioclasa, cuarzo, sanidina y biotita que sobreyacen en discordancia al Batolito de la Costa y datadas en plagioclasas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 62.49 ± 0.35 Ma y en sanidina 59.70 ± 0.77 Ma, (Noble et al., 2005b). Las tobas rellenan calderas que tienen elongaciones NO-SE (Noble et al., 2005b). Las lavas y tobas suprayacentes del Eoceno están agrupadas en las formaciones Tantarà y Sacsaquero (Salazar y Landa, 1993) con edades de 45 a 37 Ma (Noble et al., 1979a). La Formación Castrovirreyna del Oligoceno-Mioceno temprano (Salazar y Landa, 1993), está constituida por tobas, aglomerados y coladas de lava, mayormente de composición andesítica que gradan de andesitas a traquitas y que sobreyacen localmente en discordancia sobre los volcánicos eocenos. Edades radiométricas K/Ar sobre roca total entre 31.2 y 21.4 Ma son reportadas para la Formación Castrovirreyna (Noble et al., 1979b), pero los afloramientos alrededor de la mina Antapite han proporcionado edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre plagioclasas entre 27.1 y 18.6 Ma (Noble, 2001). El Mioceno está representado por las tobas y lavas de los grupos Nazca y Caudalosa. Alrededor de la mina Antapite se han identificado facies volcánicas miocenas que yacen discordantemente sobre tonalitas y granodioritas

atribuidas a la Superunidad Incahuasi del Batolito de la Costa. Adicionalmente, stocks plutónicos de gabros y dioritas afloran al norte de la franja en los alrededores de los yacimientos Antapite y Jatun Orcco. En Pampa Andino, plutones con edades isocronas de 59.47 ± 0.44 Ma y 52.16 ± 0.31 Ma cortan secuencias volcánicas paleocenas (Noble et al., 2005b). Al sur, en la mina Antapite se tienen numerosos stocks dioríticos que intruyen volcánicos oligo-miocenos y muestran una isócrona preferencial $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 18.76 ± 0.08 Ma (Noble, 2001). El control estructural de los yacimientos de la franja está dado, al este por la falla Castrovirreyna que ha tenido juegos inversos y de rumbo sinistral (Quispe, 2006), mientras que al oeste parece mas bien un control litológico-estructural dado por los afloramientos mas orientales del Batolito de la Costa. Otras fallas importantes en esta franja son Chocclanca y Ruñahuanusca (Fig. 30).

El distrito minero de Antapite tiene una mineralización tipo relleno de fracturas, puesta en evidencia por el sistema de vetas con rumbos N120 a N150, N40 y E-O, hospedados principalmente en rocas piroclásticas traquiandesíticas del Oligoceno, así como en las granodioritas del Batolito de la Costa y las cuarcitas cretácicas del Grupo Yura. Las alteraciones hidrotermales muestran ensambles cuarzo-adularia-sericita-illita y clorita/zeolita-calcita-pirita. Las vetas suman en conjunto 25 km, con anchos que varían entre 0.35 m y 6 m. La mineralización es principalmente de Au-Ag. El oro ocurre en estado nativo y electrum. La plata está presente como proustita, pirargirita y estefanita; habiendo también pirita, calcopirita, pirrotita, cobres grises, galena y esfalerita. La edad de mineralización ha sido considerada en 26.34 Ma y 25.25 por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en sericita y adularia, respectivamente (Noble, 2001)

El análisis estructural de fallas y fracturas de la franja Huaytará-Tantaré (Quispe, 2006), indica varias fases de deformaciones locales de extensión, compresión y transcurrancia, que van desde el Cretácico superior hasta el Plioceno. En este contexto, la actividad hidrotermal de Antapite estaría en relación con el evento extensional ENE-OSO de 27 a 26 Ma y la de Pampa Andino a una compresión entre 30 y 27 Ma (Quispe, 2006). Los resultados de las relaciones isotópicas de Pb en Au y sulfuros con Au, rocas volcánicas e intrusivos, de Pampa Andino, Antapite y Jatun Orcco, definen procesos hidrotermales independientes para cada uno de ellos,

y que coinciden con las edades de mineralización de 31, 26-25 y 17 Ma respectivamente (Quispe, 2006). La evolución isotópica de Pb es similar para las muestras de Au de Pampa Andino y Jatun Orcco, pero distintas a las muestras de Antapite, sugiriendo un potencial aurífero diferente (Quispe, 2006). Además, la fuente aurífera en Antapite registra presencia de Pb radiogénico procedente de una zona orogénica con predominio del Batolito de la Costa (alto contenido de Th) y basamento, es decir corteza superior a diferencia de las otras zonas, que sólo tienen fuente de Au, procedente de los eventos volcánicos oligo-miocenos (Quispe, 2006).

En el corredor estructural San Pablo-Porculla (Fig. 31; Enriquez et al., 2005) se ubican yacimientos epitermales del tipo baja sulfuración con mineralización importante de Au-Ag como Salpo, San Pedro, Paredones, Coshuro, Lucero, Los Pircos, Mishahuanca, Diablo Rojo, entre otros. Las rocas volcánicas del Grupo Calipuy sobreyacen a las rocas sedimentarias mesozoicas de la cuenca occidental. Los depósitos lávicos y piroclásticos del Grupo Calipuy han sido divididos en 4 grandes periodos eruptivos (Rivera et al., 2005; Navarro, 2007). El volcanismo paleoceno?-eoceno corresponde a secuencias volcano-sedimentarias fuertemente plegadas y denominada Tablachaca. En discordancia, se encuentran los volcánicos del Oligoceno inferior que se relacionan con los centros volcánicos Alto Cruz-Ticas, Macón, Matala, San Pedro, Salpo y con la Caldera Carabamba. Los volcánicos del Oligoceno Superior-Mioceno temprano están asociados con los centros de Cururupa, Paccha-Uromalqui, Alto Dorado, Totorá I y Urpillao-Rushos; además de la secuencia piroclástica de Angamarca y la Caldera Calamarca. Finalmente, se tiene el vulcanismo mioceno con los centros volcánicos Payhual-Caupar, Quiruvilca, Quesquenda, Totorá II y Piedra Grande. Las edades de mineralización se estiman entre 31 y 25 Ma (Fig. 36).

Muchos de los yacimientos están relacionados con estos centros volcánicos y particularmente con los de edad oligocena como es el caso de Uromalqui (Salpo), San Pedro y Urpillao-Ruhos (Rivera et al., 2005; Navarro, 2007). La mineralización se encuentra en vetas y mantos con potencias de hasta 4 m y longitudes que pueden llegar a 3 km. Las vetas presentan relleno de cuarzo, calcita y baritina con contenidos de pirita, oro nativo, electrum, argentita, galena, calcopirita y esfalerita, alojados en las rocas

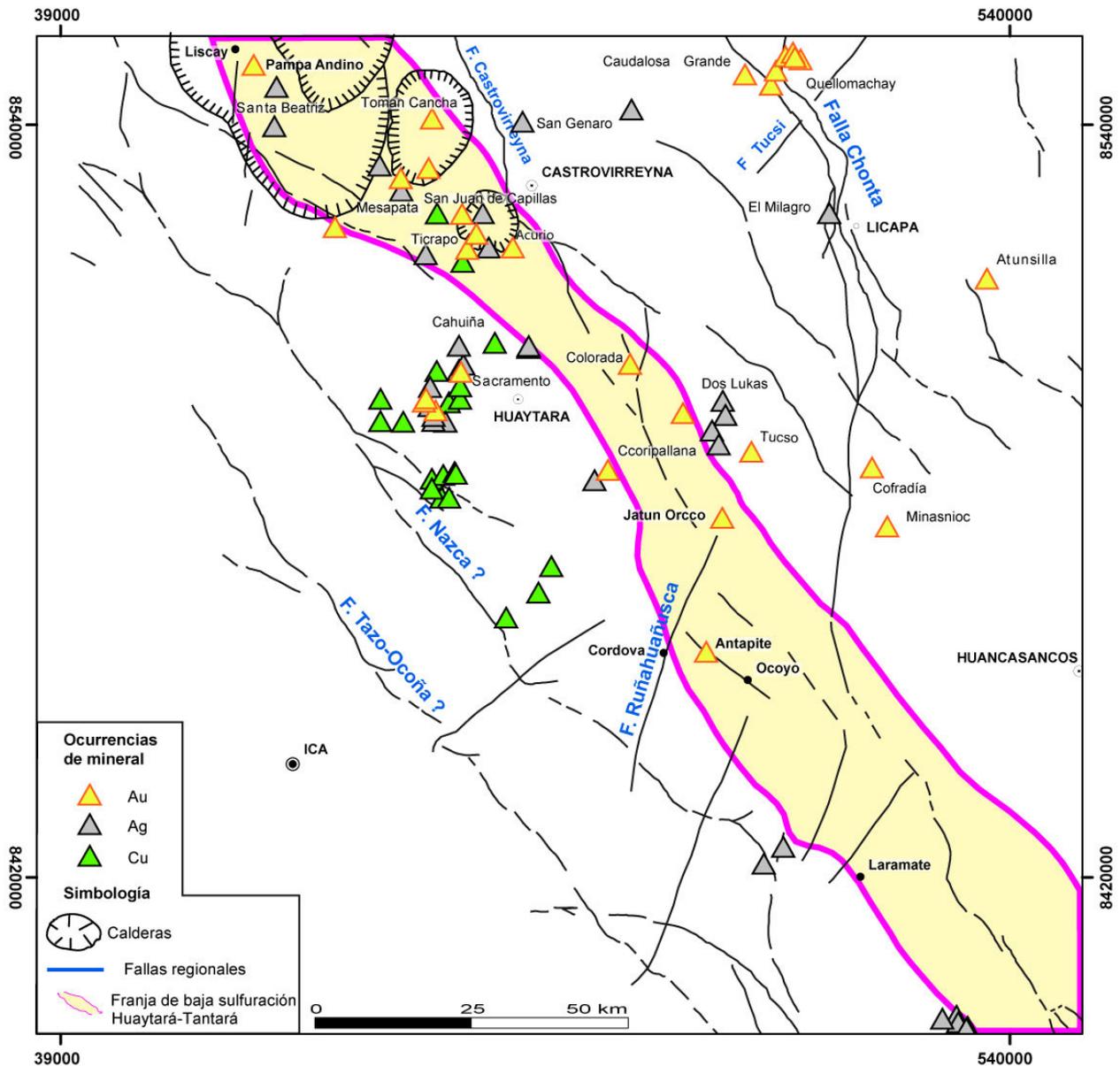


Figura 30. Faja de baja sulfuración Huaytará-Tantarà mostrando las principales estructuras tectónicas, ubicación de yacimientos y ocurrencias de Au, Ag, Cu; dentro de la franja de epitermales de Au-Ag del Oligoceno-Mioceno. Tomado de Quispe (2006).

volcánicas y sedimentarias del Cretácico (Enriquez et al., 2005). El ensamble de alteración es cuarzo-calcita-baritina-sericita-adularia (Enriquez et al., 2005). Los controles de la mineralización son fallas con orientaciones preferenciales NO-SE y E-O, y desarrolladas dentro del corredor estructural San Pablo-Porculla (Enriquez et al., 2005). Este corredor presenta una orientación NO-SE, ancho de 20 km y más de 120 de largo, sin embargo, está segmentado por fallas transversales de dirección NE-SO, que

limitan bloques estructurales (Enriquez et al., 2005).

XXI. Franja de pórfidos de Cu-Mo (Au), skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) y depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos del Mioceno

Esta franja se ubica en la Cordillera Occidental del centro (Fig. 31) y norte del Perú (5°-12°S) y es una de las más variadas en cuanto a tipo de yacimientos. Sin embargo hay 3 factores que

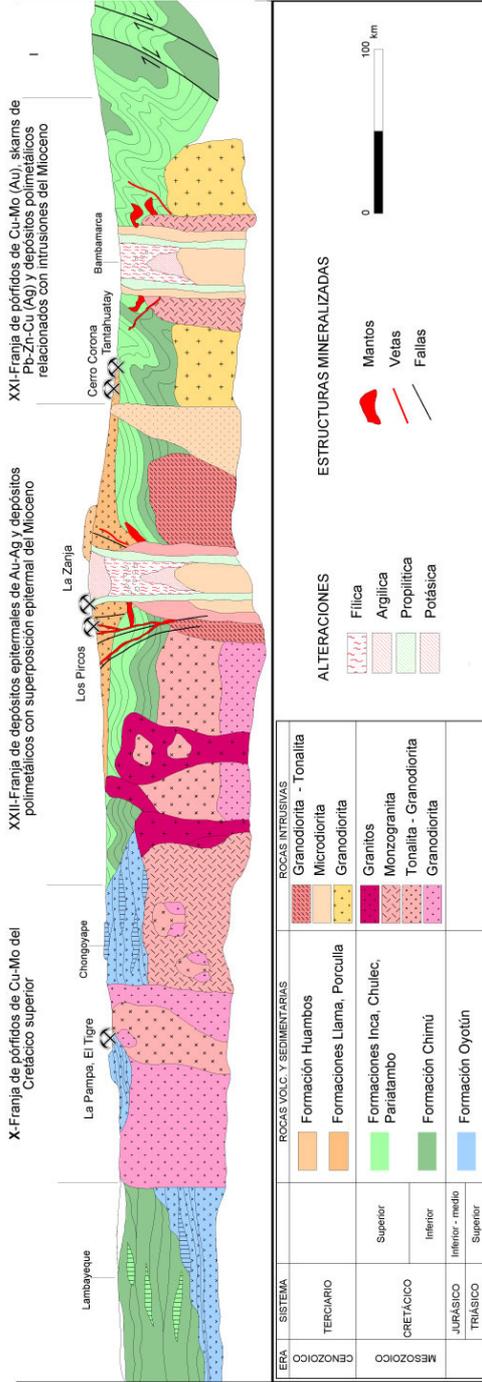


Figura 31. Sección estructural del corredor estructural San Pablo-Porculla mostrando las franjas XXII de epitermales de Au-Ag y polimetálicos con superposición epitermal del Mioceno, XXI de pórfidos de Cu-Mo (Au) y skams de Pb-Zn-Cu (Ag) relacionados con intrusiones del Mioceno, y la X de pórfidos de Cu-Mo del Cretácico superior. Tomado de Enriquez et al. (2005), modificado.

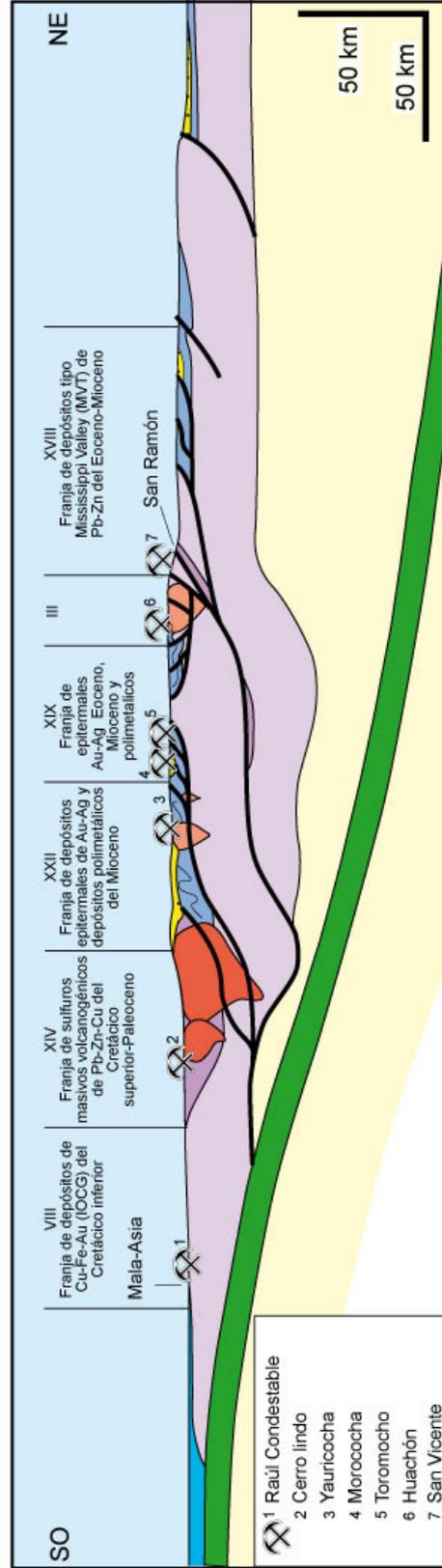


Figura 32. Sección estructural del centro del Perú mostrando los grandes dominios geotéctonicos y las franjas metalogénicas. Tomado de Moulin (1989), modificado.

permiten agruparlos y son: 1) todos tienen como roca de caja regional a las rocas sedimentarias mesozoicas que corresponden a la cuenca occidental mesozoica, 2) no hay grandes extensiones de rocas ígneas, pero si una variedad y cantidad de cuerpos intrusivos pequeños cuyas edades son básicamente miocenas, y 3) la edad de mineralización miocena es común para estos yacimientos. Estructuralmente, la franja está controlada, al oeste por el sistema de fallas de la Cordillera Blanca y al este por el sistema de pliegues y fallas del Marañón, que en realidad es un solo conjunto de dirección NO-SE y forma una faja plegada y corrida, con vergencia al NE, que es el resultado de la deformación mayor del Eoceno (Ángeles, 1987; Mourier, 1988; Noble et al., 1979a; Benavides, 1999). Las fallas han sido normales durante el Mesozoico, separando la cuenca occidental de un alto estructural denominado geoanticlinal del Marañón (Benavides, 1956). En el Cenozoico, durante la inversión tectónica estas jugaron como inversas, produciendo un engrosamiento importante de la corteza (Fig. 32), factor condicionante para la evolución de magmas durante el Mioceno, y por lo tanto, para los fluidos magmáticos-hidrotermales. Sistemas de fallas NE-SO transversales, también han controlado la geometría de la cuenca occidental y la sedimentación en el Mesozoico; luego se reactivaron en el Cenozoico actuando, en algunos casos, como rampas laterales delimitando bloques con mayor o menor acortamiento y controlando, en algunos casos, el emplazamiento del Batolito de la Cordillera Blanca y algunos yacimientos como Antamina o Pasto Bueno (Fig. 33). En consecuencia, las reactivaciones en el Mioceno de los sistemas de fallas NO-SE de la faja corrida y plegada, así como las fallas NE-SO transversales, han favoreciendo el emplazamiento de intrusivos relacionados con los depósitos minerales de este dominio.

La cuenca occidental peruana (2000-3000 m) se desarrolló a partir del Jurásico superior (Benavides, 1956; Cobbing et al., 1981) con una sedimentación marina de plataforma silicoclástica, evolucionando a un ambiente de talud de la Formación Chicama (Jaillard y Jacay, 1989; Romero et al., 2004). En el Jurásico superior-Cretácico inferior, la sedimentación cambia a un ambiente deltaico hasta fluvial; correspondiendo a las formaciones Oyón y Chimú. En el Valanginiano se instala una plataforma carbonatada (Formación Santa), la que pasa progresivamente a secuencias de llanura deltaica y fluvio-deltaica (Formación Carhuaz), terminando en el Aptiano inferior con

los depósitos fluvio-deltaicos de la Formación Farrat. En el Albiano inferior la sedimentación es carbonatada (Formación Pariahuanca) mientras que más hacia el oeste se instala el arco volcánico Casma. La sedimentación carbonatada sigue en el Albiano medio hasta el Campaniano y corresponde a las formaciones Chulec, Pariatambo, Jumasha y Celendín. Todas estas secuencias han sido deformadas en el Eoceno por el evento tectónico Inca que se inició en ~43 Ma y produjo el sistema de faja plegada y corrida de la Cordillera Blanca y del Marañón, con vergencia hacia el este, es decir hacia el geoanticlinal de Marañón que fue un alto estructural en el Mesozoico, que separó la cuenca occidental de la cuenca oriental. En este alto, donde se ubican las franjas I y II, las secuencias mesozoicas (100-500 m) se depositaron en discordancia sobre rocas paleozoicas, triásicas y jurásicas. Las unidades sedimentarias corresponden al Grupo Goyllarisquizga (Neocomiano) a las formaciones Chulec, Pariatambo, Jumasha y Celendín (Albiano-Campaniano), las que son seguidas por las capas rojas del Cretácico superior-Paleoceno (Formación Casapalca) y del Eoceno-Oligoceno, depositadas en el frente de los cabalgamientos del sistema plegado y corrido del Marañón, como cuencas de antepaís.

Las rocas magmáticas a lo largo de esta franja son típicamente de composición calco alcalina. Muchos pulsos de actividad intrusiva y volcánica son contemporáneos con la mineralización y emplazados entre 24 y 4 Ma, desde entonces el magmatismo es inactivo. Lavas de composición intermedia son dominantes en algunas partes de esta franja y particularmente en el norte, al límite con la franja XXII (Franja de depósitos epitermales de Au-Ag y depósitos polimetálicos con superposición epitermal del Mioceno), donde se depositaron localmente flujos de ceniza, que acompañan a los cuerpos intrusivos de esta edad. Algunos análisis químicos y datos isotópicos de Sr y Nd de esta franja son consistentes con magmas derivados de fuentes relativamente discretas en el manto litosférico o cortezas máficas engrosadas por *underplating* (Noble y Mckee, 1999). Los depósitos de pórfidos de Cu y skarns relacionados, están asociados con stocks de granodioritas a monzonitas calco alcalinas, que cortan a las rocas detríticas y carbonatadas intensamente plegadas y falladas de la cuenca occidental.

Esta franja presenta tres eventos magmáticos relacionados con la mineralización: 22-20 Ma,

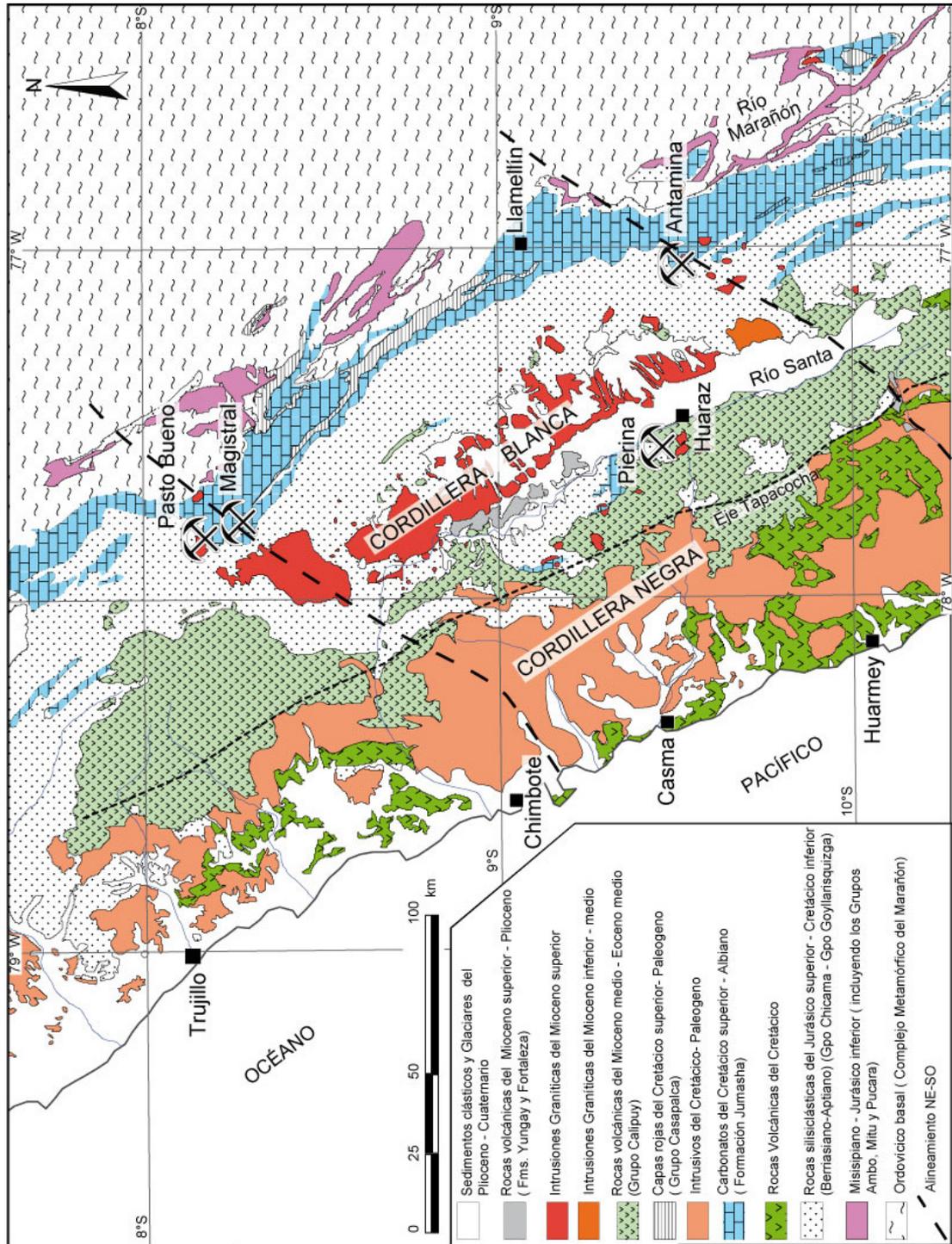


Figura 33. Mapa geológico regional con los yacimientos y prospectos más importantes de una parte de la franja de porfidos de Cu-Mo (Au) y skarns de Pb-Zn-Cu (Ag) del Mioceno, así como la franja de depósitos de W-Cu del Mioceno superior. Tomado de INGEMMET (1999), Love et al. (2004), modificado.

18-13 Ma y 10-5 Ma (Quispe et al., 2008). Así, los yacimientos de pórfido de Cu-Mo de Michiquillay y Aurora Patricia pertenecen al primer evento. Los pórfidos de Cu-Mo de El Galeno, La Granja, Cañariaco, Parón y Magistral; y los pórfidos Cu-Au de Perol-Chailhuagon y Cerro Corona se relacionan con el segundo evento registrado entre 18 y 13 Ma, en este caso muchos intrusivos de esta edad han formado skarns y cuerpos de reemplazamiento de Pb-Zn-Ag en el contacto con rocas carbonatadas del Cretácico, como en Chungar, Iscaycruz datados en 13 Ma (Bissig et al., 2008). Por otro lado, existen evidencias de un emplazamiento sintectónico de los stocks de pórfidos de Cu durante los eventos miocenos, como es el caso de El Galeno (Córdova y Hoyos, 2000), Magistral (Perelló et al., 2001) y Pachagón (Perelló et al., 2003b). Otros sistemas porfiríticos similares a los anteriores, se exponen puntualmente en sectores erosionados del dominio volcánico mioceno (Franja XXII), donde se puede mencionar a los depósitos de Chamis, Colpayoc, Cascabamba, San José, La Arena, Alto Dorado, Pashpap, Los Latinos, así como el depósito transicional pórfido-epitermal El Toro y el skarn de Pb-Zn-Cu de El Extraño. El tercer evento magmático de 10-5 Ma está representado por pórfido Cu-Mo (Au) de Río Blanco en el norte del Perú, mientras que Toromocho y Puy Puy al sur de la franja. Los intrusivos de este último evento, en contacto con rocas calcáreas del Cretácico (9°-12°30'S) desarrollaron skarns y cuerpos de reemplazamiento de Cu-Zn y Pb-Zn-Ag, como Antamina, Huanzála, Pachapaqui, Raura, Ucchuchacua (aunque puede ser más antigua), Huarón, Yauricocha, entre otros. Igualmente, los intrusivos han generado vetas y cuerpos de reemplazamiento de Pb-Zn-Ag, similares a Yauliyacu-Casapalca, Morococha, Mina Solitaria y San Cristóbal, este último con una edad de aproximadamente 6 Ma (Noble & McKee, 1999).

En la parte norte de la franja, los depósitos de El Galeno (Cu-Au-Mo), Michiquillay (Cu-Au-Mo) y Chailhuagon-Perol (Au-Cu) están asociados a complejos intrusivos, porfiríticos, calco alcalinos que contienen plagioclasa, máficos y fenocristales de cuarzo, relacionados con la mineralización y alteración tipo pórfido de Cu (Davies y Williams, 2005).

El Galeno está dominado por cuarcitas como rocas de caja, Michiquillay por cuarcitas y calizas, mientras que Chailhuagon y Perol (Minas Conga) están hospedados en calizas y margas. En Michiquillay las

dataciones obtenidas en isócronas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 20.02 ± 0.15 de biotita, así como edades plateau y gases totales de 20.10 ± 0.13 y 19.95 ± 0.13 (Noble et al., 2004) respectivamente, son concordantes y consistentes con las edades K/Ar de 21.0 ± 0.6 y 18.8 ± 1.6 Ma reportados por Laughlin et al. (1968) y Llosa et al. (1996). El Galeno tiene edades de mineralización $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 17.50 ± 0.30 y 16.5 ± 0.18 Ma (Davies, 2002). Finalmente, Minas Conga tiene edades de alteración y mineralización $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 15.80 ± 0.09 y 15.58 ± 0.12 Ma (roca con alteración potásica y ortoclasa) para Perol y Chailhuagon, respectivamente (Noble et al., 2004). Los resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de Davies (2002), en el norte del Perú, sugieren que las mineralizaciones tipo pórfido como Chailhuagon, El Perol y El Galeno tienen como fuente al manto con ligera contaminación de la corteza inferior ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.70424 a 0.70501).

Antamina es el depósito de skarn Cu-Zn más grande del mundo, con una reserva de 561 Mt y leyes de 1.24% de Cu, 1.03 de Zn y 13 g/t de Ag, y 0.029 % de Mo (Love et al., 2004). Se trata de un skarn relacionado a stocks porfiríticos de cuarzomonzonitas conteniendo mineralización subeconómica del tipo pórfido de Cu-Mo (Redwood, 2004), además de presentar una zona externa de Zn que está inusualmente bien desarrollada. Los factores que pueden haber contribuido al tamaño del yacimiento son el posible origen mantélico de los intrusivos y su contaminación en la corteza, el tipo de roca sedimentaria favorable y sobre todo el control estructural; además de la falta de alteración retrógrada y la preservación parcial del techo del yacimiento (Redwood, 2004). El skarn cálcico se ha formado en la aureola de un stock porfirítico de monzogranitos emplazado en las calizas y margas de la Formación Jumasha del Cretácico superior (Fig. 33), las que han sufrido una tectónica de corrimiento dentro el sistema de fallas y pliegues del Marañón con vergencia al NE, producto de la tectónica del Eoceno (Love et al., 2004). Sin embargo, recientes observaciones de campo muestran que lo principal de la mineralización de Antamina se halla en calizas brechadas a manera de olistolitos que han sufrido los efectos de deslizamientos sinsedimentarios en el Cretácico y retomados por fallas inversas durante la tectónica andina. De acuerdo a las interpretaciones tectónicas regionales de Love et al. (2004) Antamina se ha formado sobre un arco estructural local denominado Querococha de dirección NE-SO y que

es el resultado de la reactivación de antiguas fallas transversales (Fig. 33). Estas fallas han segmentado la cuenca mesozoica y luego en el Cenozoico han actuado como una rampa lateral dextral del sistema de cabalgamientos de la faja corrida y plegada del Maraón, localizada cerca del alto del Maraón de dirección NO-SE. La estructura NE-SO tiene que ver con los cambios de direcciones de pliegues y fallas, y sobretodo con el emplazamiento de cuerpos intrusivos y el desarrollo de la mineralización, datada entre 10.4 ± 0.4 y 9.1 ± 0.4 Ma (K/Ar en feldespatos K; Mckee et al., 1979).

En el extremo sur de esta franja y más precisamente en la parte este de la Cordillera Occidental del Perú central se tiene depósitos tipo pórfido, como es el caso de Toromocho que es un depósito de Cu-Mo que está emplazado en un alto estructural NO-SE del Domo de Yauli, similar pero de menor dimensión que el alto del Maraón. Aquí aflora un substrato con rocas sedimentarias del Grupo Mitu (Permo-Triásico) calizas y rocas volcánicas del Grupo Pucará (Triásico-Jurásico) y luego las series cretácicas del Grupo Goyllarisquiza, y las formaciones Chulec, Pariatambo, Jumasha y Celendín, cortadas por intrusivos miocenos. Las estructuras son pliegues y fallas de propagación y corresponden a la parte distal del sistema corrido y plegado de la falla Chonta, con vergencia NE, y que a su vez es una prolongación del sistema de fallas del Maraón. Ambos sistemas, se desarrollaron en el Eoceno y se reactivaron en el Mioceno, controlando el emplazamiento de cuerpos intrusivos. El sistema magmático hidrotermal de Toromocho está relacionado a múltiples stocks porfíricos como pórfido de cuarzo, pórfido feldespático y pórfido granodiorítico, datados entre 6 y 9 Ma (Eyzaguirre et al., 1975; Kouzmanov et al., 2008). Un gran cuerpo porfírico conocido como pórfido Yantac (8.8 Ma, Beuchat, 2003) muestra una alteración que es más antigua que los stocks magmáticos. Sin embargo, una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 7.14 Ma en flogopitas del skarn del Porvenir, espacialmente asociado con el intrusivo Yantac, correlaciona bien el tiempo de la alteración potásica en Toromocho y postdata en 1.5 Ma el emplazamiento del intrusivo mismo (Kouzmanov et al., 2008). Una amplia skarnificación y localmente skarn de magnetita masiva se ha desarrollado a lo largo del contacto de los intrusivos del Mioceno superior (~8.8 Ma). Estructuras de brecha pipe, hidrotermal son típicas en la parte central del sistema Toromocho,

así como, vetas polimetálicas con superposición epitermal se sobre imponen a la mineralización de pórfidos y skarns.

XXII. Franja de depósitos epitermales de Au-Ag y depósitos polimetálicos con superposición epitermal del Mioceno

La franja de depósitos epitermales miocenos se extiende a lo largo de toda la Cordillera Occidental (Figs. 32, 34 y 35), siendo la más extensa y el principal blanco de exploración por Au en el Perú, ya que en ella se localizan los yacimientos epitermales más importantes como Yanacocha, Lagunas Norte (Alto Chicama) y Pierina. La Cordillera Occidental corresponde a la cuenca occidental mesozoica, que recibió una sedimentación marina y continental, tanto detrítica como carbonatada entre el Jurásico superior y el Cretácico superior, sin embargo, en el sur del Perú la sedimentación habría comenzado más bien en el Jurásico inferior. En ambos casos, la cuenca tuvo al oeste, un arco volcánico calco alcalino que evidencia la presencia de la subducción desde esos tiempos. El límite de esta franja está marcado por los sistemas de fallas Conchao-Cocrachaca en el centro y norte del Perú y en parte por el sistema de fallas Chonta, así como el sistema de fallas Condoroma-Caylloma que en el sur define un alto estructural (Velarde et al., 2004; Velarde, 2006) en plena cuenca occidental y que coincide con esta franja metalogénica (Fig. 35). Sin embargo, en muchos casos los límites no son claros por que se trata de zonas de superposición con otros dominios, o que los límites metalogénicos aparentemente no coinciden con los límites paleogeográficos y/o geotectónicos.

Como se mencionó anteriormente, a partir del Cretácico superior la cuenca occidental sufrió cambios en los estados de esfuerzos regionales que la controlaron y es la compresión que predomina en este periodo (fase o evento peruano), lo que permite que la zona del arco volcánico comience a levantarse y separar la cuenca occidental del mar abierto. Luego la compresión fue migrando hacia el este, levantando y deformando la cuenca occidental, donde las grandes fallas regionales que controlaban la cuenca en extensión (fallas normales), ahora juegan como inversas y alimentan las cuencas sinorogénicas que se forman al frente de los cabalgamientos. La deformación más importante se da en el Eoceno medio alrededor de los 43 Ma, produciendo lo principal del acortamiento y la deformación andina.

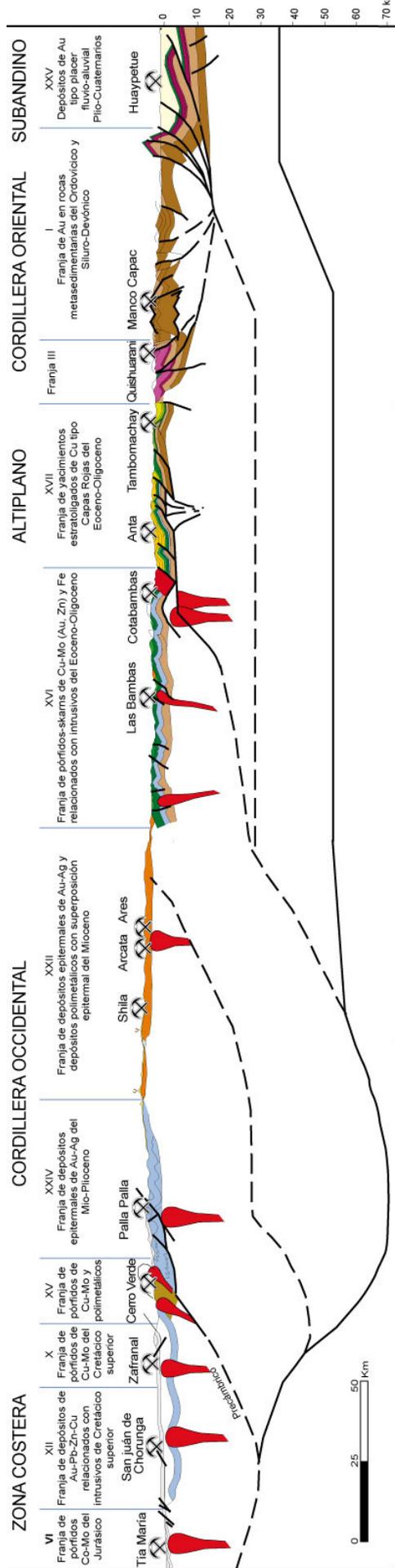


Figura 34. Sección estructural del sur del Perú mostrando las franjas metalogénicas. Tomado de Carlotto (1998, 2002), Carlotto (2006a) modificado.

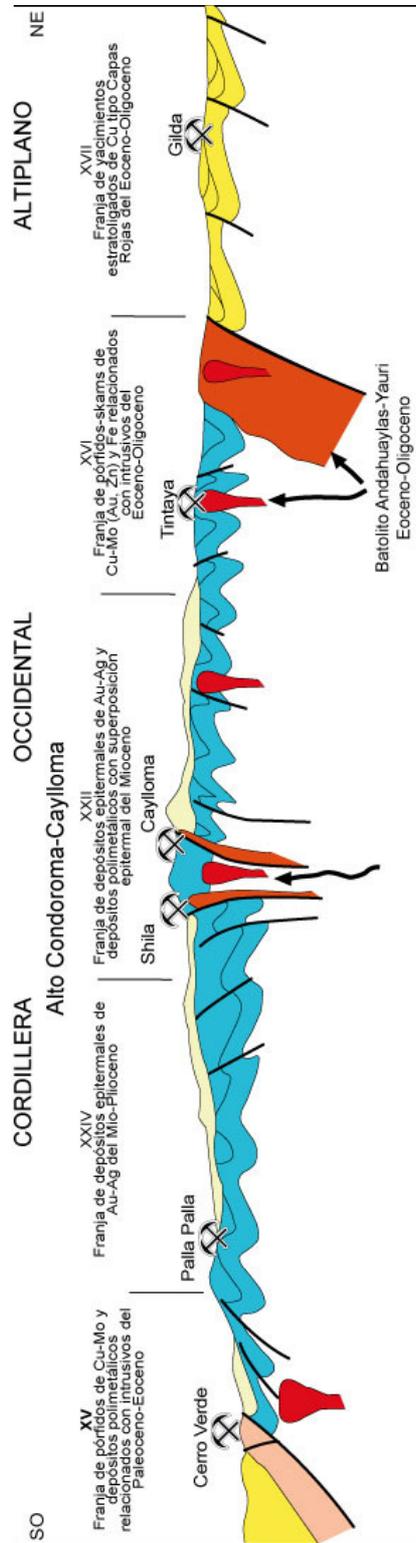


Figura 35. Alto estructural Condoroma Caylloma y la franja de epitermales de Au-Ag del Mioceno dentro su entorno con otras franjas metalogénicas del sur del Perú. Tomado de Velarde et al. (2004), modificado.

Otros eventos importantes se producen entre 30-27, 22, 17, 12-11 y 7 Ma (Noble et al., 1974; Sebrier et al., 1988; Carlotto, 1998; Benavides, 1999). Rocas sedimentarias y principalmente volcánicas eocenas-miocenas, recubren el área que corresponde a la antigua cuenca, ahora en vías de levantamiento y deformación; donde las rocas volcánicas son las portadoras de la mineralización de Au y Ag (Fig. 22).

Las rocas volcánicas que marcan el arco volcánico en la Cordillera Occidental del norte Perú corresponden a depósitos lávicos y piroclásticos del Grupo Calipuy, emitidos por diversos centros eruptivos. Estas rocas se emplazaron aproximadamente entre 56 y 8 Ma, es decir entre el Eoceno y el Mioceno (Cossío, 1964; Wilson, 1975; Farrar y Noble, 1976; Noble et al., 1990; Davies, 2002; Rivera et al., 2005). El emplazamiento de los centros volcánicos Calipuy se dieron en cuatro grandes etapas eruptivas, separadas por ligeras discordancias erosionales, vinculadas con los periodos de deformación. Las etapas son Eoceno, Oligoceno Inferior-medio, Oligoceno Superior-Mioceno temprano y Mioceno (Fig. 36; Rivera et al., 2005; Navarro, 2007). Las rocas intrusivas y volcánicas paleógenas (57-43 Ma) de la región de Cajamarca son de composición intermedia con perfiles planos de REE y composición primitiva de isótopos, lo que indica que estas derivan de un manto inmaduro dominado por piroxenos y olivinos (Davies, 2002). Este intervalo magmático coincide con el inicio del sistema de pliegues y fallas que afectan las rocas sedimentarias por la tectónica Inca del Eoceno medio (Soler, 1991a; Benavides, 1999).

Los yacimientos de Yanacocha (12.5-11.8 Ma), Sipán, Pierina (14.5 Ma), Tantauatay, Quiruvilca, San Pedro, Urumalqui, Tres Cruces, entre otros, se encuentran relacionados a centros eruptivos tales como volcanes, calderas y domos (Vidal y Cabos, 1983; Candiotti y Guerrero, 1997; Klein et al., 1997; Noble et al., 1997; Navarro, 2007). Los yacimientos se han desarrollado generalmente en las intersecciones de fallas y fracturas con direcciones NO-SE y NE-SO. Estos yacimientos se caracterizan por tener bajas leyes, las cuales oscilan entre 0.3 y 3 g/t Au, albergadas en rocas piroclásticas y lávicas. Los mayores valores de Au se hallan asociados a zonas silicificadas con texturas vuggy, masiva y granular. Por lo tanto, desde el punto de vista económico, el Grupo Calipuy y particularmente sus rocas del Mioceno, constituye el principal metalotecto aurífero

del norte del Perú. La mineralización epitermal es predominantemente de alta sulfuración con pirita-enargita-covelita (Gustafson et al., 2004). Esta etapa hidrotermal está asociada con múltiples etapas de brechas con intensa silicificación, la que está zonificada hacia afuera y en profundidad con menos SiO₂ y Au a través de cuarzo-pirofilita-diáspora-alunita-dickita, luego cuarzo-alunita y finalmente caolinita (Gustafson et al., 2004). Ocasionalmente aparecen altas leyes de Au en paragénesis tardías, controladas estructuralmente y asociadas a ensamblajes de sulfuración intermedia con baritina y calcedonia (Gustafson et al., 2004). La mineralización epitermal ocurre asociada a los pórfidos en prospectos tales como Yanacocha Norte, Kupferta (Pinto, 2002), Maqui Maqui y Pampa Verde. Estos yacimientos tipo pórfido presentan vetillas tipo A con alteración asociada de feldespato potásico y biotita secundaria, con diseminaciones de calcopirita-magnetita y con bornita o pirita dentro o alrededor de intrusivos múltiples y coetáneos de edad miocena (Gustafson et al., 2004).

En cuanto a los aspectos geotectónicos, al inicio del Mioceno inferior los altos ratios de convergencia de las placas Nazca y Sudamericana fueron los desencadenantes de la generación de fundidos oxidados hidratados ricos en anfíboles del manto superior y corteza inferior. Esos fundidos profundos subieron en grandes cámaras magmáticas dentro de la corteza (Davies, 2002). Los isótopos de Sr-, Nd- y Pb- indican que los magmas sin-mineralización y metales fueron derivados de una fuente común profunda y sufrieron una mínima contaminación de la corteza superior. Durante los cambios breves en los esfuerzos tectónicos, los magmas primitivos ricos en agua están relacionados con esas cámaras y ascendieron rápidamente a lo largo de fallas profundas. Los depósitos de alta sulfuración (~11 Ma) cerca de Cajamarca se formaron durante la finalización del intenso acortamiento cortical y levantamiento, que a esa época, están asociados con la disminución del ángulo de subducción y determinando una subducción plana (Davies, 2002; Chiaradia et al., 2009).

Por otro lado, existen yacimientos epitermales de alta sulfuración desarrollados en ambiente sedimentario. Las capas de areniscas cuarzosas de la Formación Chimú constituyen un buen huésped de minerales auríferos diseminados, esto debido al alto grado de fracturamiento, siendo el principal receptor de los fluidos mineralizantes. Es el caso de

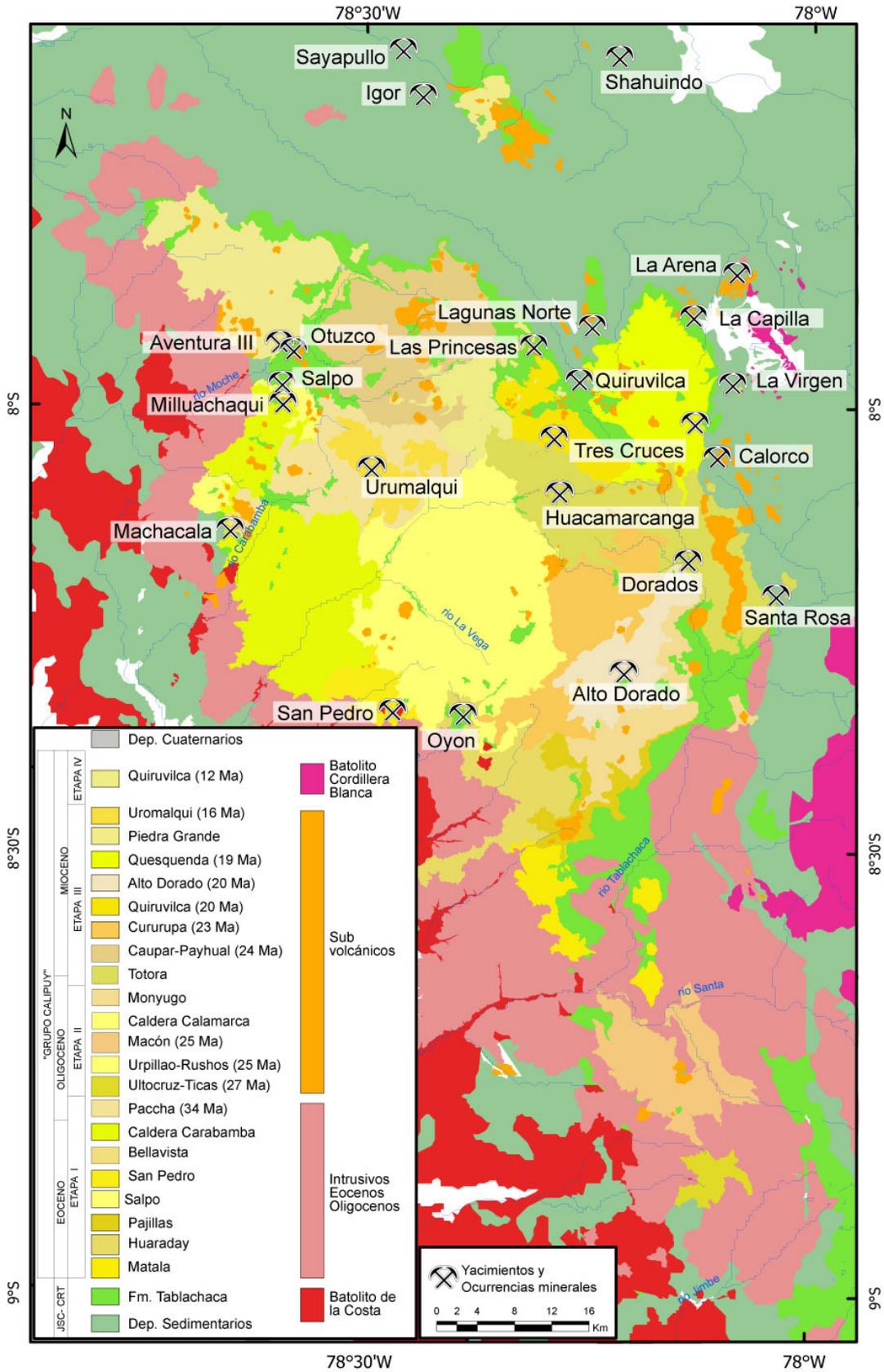


Figura 36. Mapa geológico mostrando los centro volcánicos del Grupo Calipuy y su relación con los yacimientos minerales de edad Miocena. Tomado de Navarro (2007).

Alto Chicama (Lagunas Norte), La Arena, La Virgen, Santa Rosa, Shahuindo, Igor, Algamarca, entre otros. En Alto Chicama, el control estructural corresponde a sistemas de pliegues y fallas NO-SE con vergencia este, desarrollados por la orogenia andina en las secuencias silicoclásticas de la Formación Chimú y que en parte controlaron la mineralización.

En el norte del Perú, el sistema de pliegues y fallas NO-SE cambia a ONO-ESE, en lo que es conocido como la Deflexión de Cajamarca (Mourier, 1988). Las estructuras mencionadas están afectadas por fallas NE-SO, algunas con movimiento sinistral (Vidal y Noble, 1994; Petersen y Vidal, 1996). Una zona de 200 km de largo y 30 a 40 km de ancho, donde se localizan los principales yacimientos y algunos de clase mundial, es conocida como corredor Chicama-Yanacocha (Quiroz, 1997). La intersección de los sistemas de fallas, en este caso ONO-ESE y NE-SO, son trampas estructurales favorables para la mineralización, como es el caso de Yanacocha.

En el sur del Perú las rocas volcánicas cenozoicas de la Cordillera Occidental corresponden a varios grupos y formaciones, los que pueden ser agrupados en 4 unidades mayores, sin contar con los volcánicos del Grupo Toquepala de la región de Arequipa, Moquegua y Tacna. Estas unidades son los volcánicos Anta o Pichu (42-30 Ma), Tacaza (30-22 Ma), Maure (21-5 Ma) que incluye los volcánicos Palca u Ocuvi (21-16 Ma), Sillapaca (16-7 Ma) y Barroso 5-0 Ma (Fig. 22; Carlotto et al., 2005; Fornari et al., 2002). Se trata de flujos de lavas andesíticas y flujos piroclásticos, calco alcalinos ligados a la subducción. Estas rocas volcánicas hospedan numerosas vetas epitermales de Au-Ag de edad principalmente miocena (Noble y Vidal, 1994), las que están localizadas sobre un alto estructural mesozoico, reactivado en el cenozoico y denominado alto Condoroma-Caylloma (Fig. 35). Las minas de esta región han sido importantes productores de plata desde antes de la llegada de los españoles. Minas coloniales actualmente en producción incluye Arcata (5.4 Ma; Candiotti et al., 1990), Caylloma (18.35 ± 0.17 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en adularia; Echavarría et al., 2006) y Orcopampa (18.8 Ma). En los últimos años, la provincia ha llegado a incrementar su producción de Au con el descubrimiento de nuevos yacimientos epitermales incluyendo Ares (Candiotti y Guerrero, 2002), Selene (14 Ma; Palacios et al., 2004; 2008), Shila (13 Ma, Cassard et al., 2000; Andre-Mayer et al., 2002), Paula (Chauvet et al., 2006; Sabastizagal y

Meza, 2008) y Poracota (13.6 Ma; Miranda y Vidal, 2006). De estos nuevos depósitos ricos en Au, el más importante es Chipmo o zona de Au del distrito de Orcopampa (Mayta, 1999; Mayta et al., 2002; Salazar et al., 2003; Salazar, 2008). Chipmo, la veta Calera en Orcopampa, Poracota, Shila, Paula, Ares, Selene y otros distritos más pequeños con contenido variable de Au, como Sukuytambo, están relacionados con la caldera Chonta (Petersen et al., 1983). En esta franja se presentan también los depósitos epitermales de Ag de Berenguela (27 Ma) y Santa Bárbara (23.5 Ma) asociados con centros subvolcánicos calco alcalinos, así como las vetas ricas en Au del campo de Mañazo (19 Ma; Clark et al., 1990a).

En el sur de Perú, el control estructural de esta franja está dado por el alto estructural Condoroma-Caylloma. Los estudios estratigráficos y estructurales (Velarde et al., 2004; Velarde, 2006), definen el alto estructural Condoroma-Caylloma dentro la cuenca mesozoica sur peruana (Fig. 35), donde los depósitos mesozoicos son menos potentes que en la cuenca, es decir al SO y al NE del alto. Este alto está controlado por el sistema de fallas Condoroma-Caylloma-Mollebamba que en el mesozoico actuaron como normales. Durante el Cenozoico este sistema y en consecuencia el alto, mas bien parece haber jugado como fallas inversas y de rumbo, generando estructuras en flor, donde a ambos lados del alto se desarrollaron cuencas continentales sinorogénicas, tanto en el Oligoceno y en el Mioceno, periodo que corresponde a las evoluciones de las cuencas Tacaza (30-22 Ma) y Maure (22-5 Ma). En consecuencia, la ubicación de centros volcánicos y sobre todo las calderas, que son comunes e importantes en esta región, así como la mineralización, tiene que ver con este corredor estructural, ya que en el Mioceno las fallas NO-SE han actuado como transcurrentes sinistralas y han controlado el desarrollo de los sistemas vetas, por ejemplo, de los distritos de Orcopampa y Caylloma, que se interpretan como fracturas conjugadas rellenadas por la mineralización. Hacia el centro del Perú, esta franja parece prolongarse y se halla al este del sistema de fallas Chonta, la que define un alto estructural mesozoico, separándolo de la franja XXIV de depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno, que se localiza al oeste (Rodríguez, 2008).

En el distrito minero de Orcopampa, la mineralización de Ag-Au es de carácter epitermal del tipo adularia-sericitita. Dataciones radiométricas

K/Ar indican edades de alteración y mineralización que varían entre 19 y 17 Ma (Gibson et al., 1995). La mineralización consiste principalmente en sulfosales de Ag, resaltando la tetrahedrita y su variedad freibergita, asociada a galena, esfalerita, calcopirita, pirita, etc., en ganga de cuarzo, rodocrosita y rodonita (Mayta y Lavado, 1995). Una secuencia paragenética compleja de 5 etapas ha sido reconocida en el distrito: la temprana, de manganeso, cuarzo, Bonanza y la tardía (Gibson et al., 1990), siendo reconocidas todas ellas en el sistema de vetas Calera, donde la secuencia Bonaza contiene Au (Gibson, 1992). Las vetas están emplazadas en fallas normales de orientación ENE a NE que atraviesan a las diferentes unidades volcánicas de lavas, tobas, brechas e intrusivos de composición intermedia a ácida del Mioceno, y también del Mesozoico. Resalta la veta Calera de unos 7 km de longitud y hasta 15 m de ancho, con ley promedio de 0.250 oz/TCAu (Mayta y Lavado, 1995). Las secuencias consisten en grandes unidades volcánicas de flujos de cenizas relacionadas con calderas (Tosdal et al., 1995). Las vetas Calera, Manto, Santa Rosa y Santiago, en conjunto forman un mega sigmoide que ha desarrollado los clavos mineralizados (Mayta y Lavado, 1995). Las alteraciones hidrotermales de las cajas y de las vetas hacia fuera, varían gradualmente desde sílice-adularia-sericita hacia la zona filica y propilitica.

El distrito minero de Caylloma es del tipo epitermal de sulfuración intermedia, con menas de Ag y metales base. La mineralización está presente en vetas hospedadas en rocas volcánicas andesíticas y volcano-sedimentarias del Mioceno, las que sobreyacen al basamento mesozoico. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Echavarría et al, 2006) en la roca de caja indican 20.30 ± 0.11 Ma (matriz volcánica andesítica), mientras que la alteración hidrotermal es de 18.35 ± 0.17 Ma (adularia en la veta), y finalmente edades post mineralización son 12.25 ± 0.07 y 11.8 ± 0.8 Ma (biotita y sanidina de un domo riolítico). Los minerales de ganga incluyen cuarzo, calcita, rodonita, rodocrosita, pirita y algo de adularia, illita, barita y helvita. Los minerales de mena son esfalerita, galena, calcopirita, y tetrahedrita. La alteración hidrotermal oblitera la textura original de los flujos de lava, pero es débil y localizada cerca de las vetas en las rocas volcanoclásticas. La alteración hidrotermal incluye la silicificación (cuarzo-adularia y cuarzo-illita) y propilitización (clorita + calcita \pm illita). Vetas bandeadas muestran 4 etapas de mineralización 1)

cuarzo sacaroideo temprano, calcedonia, pirita; 2) minerales de manganeso; 3) cuarzo mas sulfuros, y 4) calcita tardía y cuarzo (Echavarría et al., 2006). Bandas cíclicas en los estados de manganeso, es decir, sulfuros tempranos, cuarzo granular de grano grueso a medio, rodonita tardía + calcita + calcedonia tienen espesores de pocos milímetros a 5 cm y forman bandas de mineralización de hasta 1 m de potencia. Las vetas ocupan fallas normales dextrales (N20-50, 45-70SE y fracturas extensionales (N60-90, 70-90 SE) y tienen de 1 a 25 m de ancho, con longitudes de varios km. El modelo estructural presentado por Echavarría et al. (2006) indica que las principales vetas se formaron en fallas normales dextrales en dirección subpararella NE-SO y están relacionadas a fracturas en extensión dentro de un corredor estructural NO-SE limitada por fallas regionales sinestrales. El análisis cinemático de fallas sugiere un eje de extensión casi N-S con un eje de acortamiento de casi E-O (Echavarría et al., 2006), en relación con los esfuerzos regionales comúnmente propuestos para el Mioceno inferior en el sur del Perú (Carlotto, 1998; Carlotto et al., 2005).

XXIII. Franja de depósitos de W-Cu relacionados con intrusivos del Mioceno superior

Se ubica en la Cordillera Occidental del norte del Perú (8° - 10°S) y en general corresponde a la Cordillera Blanca y alrededores (Fig. 33). La mineralización de W-Cu se asocia con granitoides del Batolito de la Cordillera Blanca, cuyo emplazamiento se encuentra controlado por fallas NO-SE y N-S del sistema del mismo nombre. Los depósitos más representativos son Pasto Bueno, Mundo Nuevo, Nueva California, Lacabamba y Señor de la Soledad. Las estructuras mineralizadas presentan principalmente geometrías de vetas con contenidos variables de cuarzo-hubnerita-ferberita-cobres grises. Las edades de mineralización varía entre 9 y 6 Ma.

La geología está caracterizada por el Batolito de la Cordillera Blanca (Mioceno superior) y su encajonantes que corresponden a rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas. El batolito es metaluminoso del tipo S, mayormente compuesto por tonalita-diorita, leucogranodiorita, cuarzodiorita (SiO_2 desde 52 a 77%), ricos en Na. Estas características son similares a las rocas originadas por fundido de cortezas oceánicas subductadas. El origen de las rocas del Batolito de la Cordillera Blanca se explican mejor con la fusión parcial de la corteza inferior de composición

basáltica que produce fundidos con alto contenido de Na, concentraciones empobrecidas de elementos de tierras raras pesadas, alto Al (trondhjemitas) con residuos mineralógicos de granate, clinopiroxeno y anfíbol. Este tipo de magmas ricos en Na son característicos en cortezas espesas como los Andes y son significativamente diferentes de los magmas típicos calco alcalinos de tonalita-granodiorita (Petford y Atherton, 1992). Por otro lado, el batolito está sobre una corteza de 50 km de espesor y aparentemente por sus características peraluminosas y su ubicación, a lo largo del sistema de fallas de la Cordillera Blanca, sugeriría un reciclamiento de la corteza continental, lo cual es comúnmente conocido como un importante incremento en magmas dentro de márgenes activas. Sin embargo, la peraluminosidad y el carácter S aparente del batolito serían un artefacto de la deformación y el levantamiento a lo largo de alineamientos corticales importantes (Petford y Atherton, 1992) pero que tendría que ver con la mineralización de esta faja. Las edades K/Ar del batolito indican que estas van desde 13.7 a 2.7 Ma (Stewart et al., 1974). Sin embargo, dataciones U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dan edades de emplazamiento que varían entre 13 y 10 Ma para las dioritas y tonalitas más viejas, mientras que los leucogranitos que hacen la mayor parte del batolito dan edades de emplazamiento de 6 y 5 Ma (Mukasa, 1984; Petford y Atherton, 1992; Atherton y Petford, 1996). En consecuencia, las edades de emplazamiento de las rocas del batolito coinciden con los picos de acortamiento cortical (12-10 Ma) y levantamiento en el norte del Perú (Kono et al., 1989) en un contexto de la orogenia andina del Mioceno.

Una de las características más saltantes de la Cordillera Blanca es la exhumación del batolito y las rocas adyacentes. Este fenómeno ha ocurrido a lo largo de la falla normal de la Cordillera Blanca que se extiende por aproximadamente 170 km a lo largo de su borde oeste (Schwartz, 1988). La falla tiene una pendiente que varía entre 35° y 45° al oeste y sigue activa (Schwartz, 1988; Farber et al., 2000). Nuevos datos U/Pb de zircones cristalizados indican que el batolito comenzó a enfriarse entre 8 y 5 Ma (Giovanni et al., 2008). Las edades de enfriamiento a partir de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ estudiados en biotitas y feldespatos potásicos revelan una exhumación simultánea entre 6 y 4 Ma, sin embargo, las proporciones de exhumación vertical se han reducido desde hace 3 Ma (Giovanni et al., 2008). En consecuencia, la falla de la Cordillera

Blanca es del tipo detachment (McNulty y Farber, 2002) con un frente de escarpa mostrando un espesor mayor a 1 km de un cinturón de milonita, que tiene varios cientos de metros de desplazamiento, con movimientos sinestrales y normales. Por lo tanto, esta zona deformada tiene que ver con el emplazamiento del batolito, el levantamiento muy rápido y también con las mineralizaciones.

Además del Batolito de la Cordillera Blanca, la geología está caracterizada por rocas sedimentarias de la cuenca occidental de dirección NO-SE que comenzó a individualizarse en el Jurásico. La Formación Chicama del Jurásico superior está conformada por lutitas marinas, de color negro y carbonosas que contienen pirita. La base no se observa y el espesor es difícil de determinar por los niveles de despegue encima de un substrato desconocido (Wilson et al., 1967). Luego se tiene al Grupo Goyllarisquizga del Cretácico inferior conformado por las formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat, que es una sucesión de más de 600 m de areniscas cuarzosas de medios deltaicos intercalados con lutitas negras carbonosas, calizas marinas, que luego evolucionan a areniscas fluviodeltaicas. Hacia el este, en la franja XXII, la Formación Chicama no aflora y el Grupo Goyllarisquizga se hace más delgado debido a la presencia del alto o geoanticlinal del Marañón (Wilson et al., 1967). El paso de la cuenca occidental hacia el alto está dado por un sistema de fallas que fueron normales durante la sedimentación pero que en el cenozoico jugaron como fallas inversas producto de las deformaciones andinas, los que originaron el engrosamiento de la corteza. Este sistema es conocido como faja plegada y corrida del Marañón, y las fallas de la Cordillera Blanca, hacen parte de este sistema.

El depósito mineral W-Cu de Pasto Bueno es el representante típico de esta franja. La mineralización ocurre en vetas de cuarzo, casi verticales, asociadas con el stock cuarzo monzonítico de Consuzo que está emplazado en secuencias de lutitas de la Formación Chicama y cuarcitas de la Formación o Grupo Goyllarisquizga (Landis y Rye, 1974). El stock de Consuzo presenta una alteración del tipo greisen que es pervasiva e intensa. Trazas de Fisión en esfena del stock registra una edad de 9.5 ± 0.2 Ma (Naeser: en Landis y Rye, 1974). El stock exhibe 4 conjuntos de alteraciones pervasivas aproximadamente zonadas que va de potásica a filica-sericítica, argílica y propilítica. Conjuntos de greisen de zinnwaldita,

fluorita, pirita, escaso topacio y turmalina ocurre en la zona fílica. La mena principal está conformada por wolframita, tetrahedrita/tenantita, esfalerita, galena y pirita con una ganga de cuarzo, fluorita, sericita y carbonatos. Stockworks con diseminaciones de molibdenita, calcopirita y wolframita ocurren en las exposiciones más profundas del núcleo del stock. También están presentes, pero en menores proporciones, molibdenita, calcopirita, bornita, arsenopirita, enargita, estolizita, scheelita, zinnwaldita, topacio y tungstita (Landis y Rye, 1974).

Las vetas son de dirección aproximadamente N-S y poco angostas de 0.3 a 0.5 m de potencia y buzamientos verticales de 75° al este, en tanto los *vugs* son largos de 80 cm de diámetro promedio. Algunas vetas cortan los cabalgamientos que afectan las formaciones Chicama y Chimú. Las vetas pueden estar en rocas sedimentarias o intrusivas. Estudios detallados de la paragénesis mineral establecen 3 mayores divisiones reconocibles: greisen, vetas y *vugs*. Las inclusiones fluidas sugieren que los fluidos de los greisens y las vetas tempranas fueron muy salinas (> 40 wt% NaCl), alta temperatura (500 a 400°C) derivados de soluciones magmáticas. Los subsecuentes fluidos mineralizantes de las vetas principales alcanzaron temperaturas de 290 a 175°C y una salinidad del rango de 2 a 17 de NaCl equivalente. La ebullición de las soluciones mineralizantes está indicada solamente para los greisen y las etapas tempranas de la actividad hidrotermal (Landis y Rye, 1974).

El control estructural de estos yacimientos está dado por la superposición de dos estilos estructurales, fallas normales en bloques con alto ángulo sobre impuestos a los cabalgamientos más antiguos con vergencia NE (Landis y Rye, 1974). Las zonas de cabalgamientos son mucho más antiguas que la mineralización y en general cerca del stock y dentro de la aureola de metamorfismo de contacto. Las fallas normales que controlaron la exhumación del batolito, fueron importantes ya que constituyeron los conductos para llevar las aguas meteóricas que tuvieron que ver con la precipitación de wolframio (Landis y Rye, 1974).

Los isótopos de Sr de las inclusiones fluidas de agua, los minerales ricos en Sr y las rocas definen las probables fuentes de solutos en los fluidos mineralizados de los depósitos de Pasto Bueno (Norman y Landis, 1983). El stock cuarzo monzonita tiene isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían de 0.7056

a 0.7074, estas han intruido a lutitas jurásicas y areniscas cretácicas que tienen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7169 y 0.7158 respectivamente. Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las aguas de las inclusiones fluidas en los minerales hospedantes como el cuarzo, wolframita, pirita, y esfalerita, además de la rodocrosita y la fluorita varían de 0.7058 a 0.7239 con $\text{Rb}/\text{Sr} \leq 0.027$, lo que sugiere una fuente magmática profunda que relaciona genéticamente al stock con los fluidos hidrotermales. Los estudios geológicos previos, así como las inclusiones fluidas y los isótopos estables indican claramente la presencia de aguas magmáticas y meteóricas durante la mineralización (Norman y Ladis, 1983). La independencia de variables de δD y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indican que la wolframita fue depositada desde el tungsteno en solución de un magma derivado, cuando una gran cantidad de flujo de agua meteórica (30-50%) causó la precipitación por una simultánea baja en la temperatura del fluido, decrecimiento de la salinidad, un incremento del pH y la fugacidad de oxígeno ($f\text{O}_2$) del fluido. Además, la mineralización de sulfuros fue desde fluidos mineralizados mezclados y derivados, aún cuando una fuente magmática de sulfuros y posiblemente metales base es indicado, y que la fluorita está relacionada con fluidos derivados, tanto del agua, como de los solutos del stock (Norman y Ladis, 1983).

XXIV. Franja de depósitos epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno

Se distribuye en la parte oeste del dominio volcánico de la Cordillera Occidental del centro y sur del Perú (12°30'S-18°S). La mineralización Au-Ag está relacionada con la actividad del arco volcánico del Mio-Plioceno. Los principales controles estructurales de la franja son las fallas NO-SE de los sistemas Chonta, Condorama-Caylloma y Cincha-Lluta, así como, fallas E-O que son de carácter local. La mineralización Au-Ag es epitermal de alta sulfuración que se produce entre 7 y 1 Ma, con excepción de Arcata que es Ag-Au de sulfuración intermedia de edad 5.4 Ma (Candiotti et al., 1990) y del depósito Pb-Zn-Ag de Recuperada que es de sulfuración intermedia y de edad 6.4 Ma (Noble y McKee, 1999).

En el extremo norte de la franja los depósitos se encuentran relacionados al sistema de fallas Chonta que es una estructura regional de dirección N135, ubicado en el borde este de la Cordillera Occidental del centro del Perú y que se prolonga hasta el norte donde se enlaza con el sistema de fallas del Marañón

(Fig. 3). La falla Chonta constituye un sistema de cabalgamientos con vergencia al este, que controló el emplazamiento de intrusivos y algunos yacimientos polimetálicos (Ángeles, 1987) al límite de esta franja con la franja XXII (Rodríguez, 2008). En el Jurásico y el Cretácico inferior la falla Chonta ha tenido movimientos normales, separando un alto estructural al este, de la cuenca occidental mesozoica al oeste. La sedimentación en la cuenca era mas potente y mas marina que en el alto, donde era menos espesa y con influencia continental (Rodríguez, 2008; Rodríguez y Carlotto, 2008). Durante el Eoceno y alrededor de los 43 Ma, estas fallas comenzaron a jugar como fallas inversas con vergencia hacia el este y definiendo dos bloques estructurales importantes, uno al oeste el bloque techo que cabalga sobre el bloque piso situado al este, siendo el bloque techo que corresponde a la faja metalogénica XXIV (Fig. 37). Aquí la estratigrafía corresponde a depósitos mesozoicos de la cuenca occidental sur peruana: Formaciones Chunumayo y Chicama del Jurásico, Grupo Goyllarisquiza del Neocomiano y las formaciones calcáreas del Aptiano-Albiano (Pariahuanca, Chulec, Pariatambo, Jumasha y Celendín) recubiertos por las unidades del Cenozoico, tales como las areniscas y lutitas rojas de la Formación Casapalca (Paleoceno-Eoceno), y las potentes series volcánicas que involucran a la Formación Tantará y al Grupo Sacsacero (Eoceno superior), así como la Formación Castrovirreyna (Mioceno inferior) y la Formación Auquivilca (Mioceno medio). Finalmente, a manera de centros volcánicos o domos, se encuentran las formaciones Caudalosa y Astobamba del Mioceno superior y Plioceno respectivamente. Los movimientos tectónicos ocurridos durante el Mioceno, en el sistema de fallas Chonta, tienen importancia con la mineralización. Así, la cinemática a partir del Mioceno superior se resume en dos eventos (Rodríguez, 2008). El primero del Mioceno superior-Plioceno inferior (10.4-3.7 Ma) es sinistral, origina las zonas romboédricas y tensionales que son propicias para el emplazamiento del magmatismo, circulación de los fluidos y la mineralización auríferas y polimetálicas (Franjas XXIV y XXII). El segundo, del Plioceno superior al actual (3.7-0 Ma) es dextral, cierra los sistemas estructurales tensionales y por lo tanto, en este periodo no existen manifestaciones de magmatismo ni de mineralización. La mineralización aurífera formada en el primer evento, se encuentra distribuida en dos sectores. El primero y más importante es una estructura romboédrica, a través

de la cual se han emplazado los yacimientos de Corihuarmi y Picomachay. El segundo sector está conformado por zonas de tensión entre el sistema de fallas Chonta y la Falla Huachocolpa-Huancavelica, donde se han emplazado los yacimientos de Huamanraso, Arcopunco y Terciopelo, estos últimos en el bloque piso de la falla Chonta y en consecuencia en la franja XXII (Fig. 37).

El depósito polimetálico de Huamanraso (Franja XXII) está datado entre 7 y 6 Ma (Chenau, 1998). Los depósitos de Corihuarmi, Pico Machay y Terciopelo se hallan cerca de Huamanraso (Fig. 37) y tienen características geológicas y sobre todo estructurales similares, por lo que se asume que son de la misma edad (Rodríguez, 2008). Así, el depósito de Corihuarmi se encuentra en una estructura romboédrica del sistema de fallas Chonta. En Picomachay la mineralización aurífera se emplazó en rocas volcánicas dacíticas y está asociada con algunos elementos volátiles como Sb y Hg (Martínez et al., 2006). En contraste con ellos, otros elementos como Pb, Zn y Cu se presentan en profundidad, asociados a rocas volcánicas andesíticas, evidenciando de esta manera, más de una fase de mineralización y un control, tanto estructural como litológico (Martínez et al., 2006). Los depósitos de Huamanraso y Terciopelo se localizan hacia el este, es decir en el bloque piso del sistema de fallas Chonta (Fig. 37), tienden a ser anómalos en Mo y podrían estar relacionados con pórfidos en profundidad (Rodríguez, 2008), al igual que el distrito mercurífero de Huancavelica.

Si bien la falla Chonta parece truncarse en el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos, sin embargo, a nivel metalogénico esta franja XXIV sigue hacia el sur. En consecuencia, desde el punto de vista paleogeográfico podemos correlacionar el alto Condorama-Caylloma con el alto de la zona norte de la franja, es decir el bloque oriental o bloque piso de la falla Chonta (Fig. 37), estructuras que corresponden a la Franja XXII, quedando el bloque occidental o bloque techo del sistema de fallas Chonta y su prolongación al sur, como parte de la Franja XXIV, donde se ubican los yacimientos de Picomachay, Carhuarazo, Pucamarca y Palla Palla. Carhuarazo es un centro volcánico con vetas y brechas hidrotermales con mineralización de Cu-Ag-Au datado en alrededor 1 Ma (Vidal, comunicación personal).

En el extremo sur de esta franja, los depósitos de Tucari y Santa Rosa pertenecientes al distrito minero de Aruntani, son los primeros yacimientos

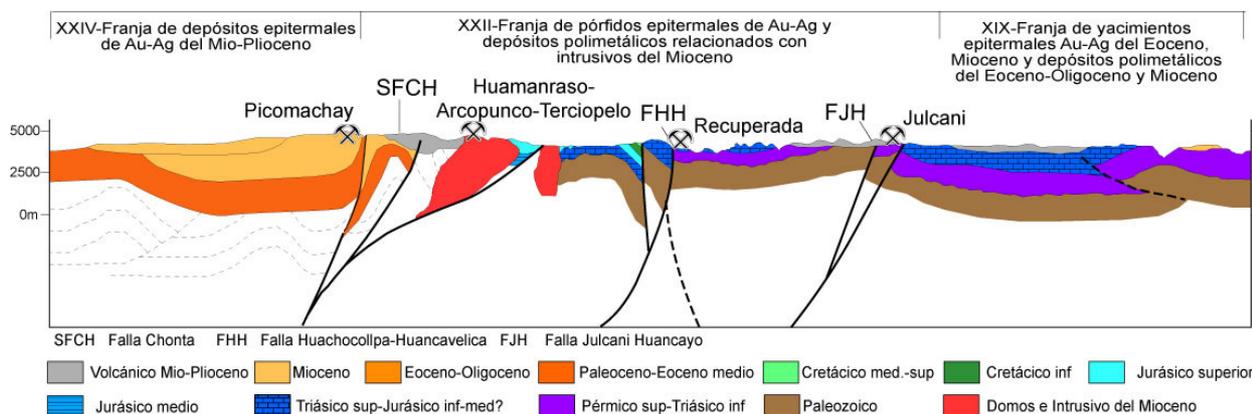


Figura 37. Sección estructural mostrando las franjas XXIV y XXII, y su relación con el sistema de fallas Chonta. Tomado de Rodríguez (2008).

epitermales de alta sulfuración descubiertos en la Cordillera Occidental del sur del Perú. Estos se encuentran en la proyección sur de sistema de fallas Condorama-Caylloma y su intersección con fallas menores de dirección E-O, a través de las cuales se han emplazado domos félsicos y estratovolcanes con lavas de composición traquiandesítica que hicieron erupción entre 8 y 6 Ma (Barreda et al., 2004). Localmente, la mineralización está controlada por fallas de dirección NO-SE en Santa Rosa y fallas NO-SE y E-O en Tucari. La alteración hidrotermal está relacionada con intrusivos de domos dacíticos que tienen edades entre 7 y 4 Ma (Barreda et al., 2004). Contemporáneamente se han emplazado los depósitos de Mazo Cruz, Baños del Indio, Huilacollo, así como el último descubrimiento en el cerro Chucapaca en Moquegua.

La mineralización en los depósitos de Santa Rosa está hospedada en domos de lava félsica, en intrusivos dacíticos y en flujos de traquiandesita. Muestra un modelo de alteración característico, con un centro masivo silíceo y de cuarzo poroso, algunos con textura granular y un halo de cuarzo alunita. Los sulfuros reconocidos incluyen piritita y enargita que han sido oxidados, en gran parte a profundidades entre 300 y 400 m de la superficie, en las zonas silíceas brechadas y con alta porosidad. El Au parece haber sido depositado a partir de soluciones hidrotermales que migraron por las brechas crackle, canalizadas por la permeabilidad asociada con el desarrollo de cuarzo poroso y cuerpos de brechas hidrotermales (Barreda et al., 2004). El material morrénico y coluvial ubicado en el flanco sur del yacimiento, se halla también mineralizado y con un contenido promedio de 2 g/t Au, mayor al promedio del yacimiento que es 1.0 g/t

Au (Barreda et al., 2004).

XXV. Depósitos de Au tipo placer fluvio-aluvial Plio-Cuaternarios

Estos depósitos están asociados a la erosión plio-cuaternaria de la cadena, particularmente de la Cordillera Oriental, donde están los yacimientos de Au primario de edad paleozoica o mesozoica. Sin embargo, en la región costera existen pequeños placeres en los ríos Chira y Piura, en el norte del Perú y Santa en el centro del Perú. Mas del 90% de la producción del Au de placeres proviene de la Cordillera Oriental y Zona Subandina donde se tienen los ríos Tigre, Pastaza y Marañón en el norte del Perú, Huallaga y Alto Ucayali en el centro del Perú, siendo la más importante, la cuenca del río Madre de Dios en la Llanura Amazónica del sur del Perú, cuyos tenores promedios están comprendidos entre 0.2 y 3 g/m³ (Fornari et al., 1988).

Para el sur del Perú, que es la zona mas importante en producción de Au secundario, los placeres se localizan en aluviones neógenos y cuaternarios desde las altas cumbres cordilleranas al suroeste, hasta la llanura amazónica de Madre de Dios al noreste (Fig. 38). El Au se halla en morrenas y depósitos fluvio-glaciares, en este caso en la vertiente altiplánica de la cordillera donde destacan las cuencas Ananea y Ancacola. Igualmente el Au está presente en los aluviones fluviales y fluvio torrenciales en los valles andinos, en las cuencas intramontañosas y en el piedemonte de la vertiente amazónica (Fornari et al., 1988). La génesis de estos placeres es la progresiva concentración de Au de las fuentes primarias de la cordillera, aunque hay varias áreas que han proveído Au primario directamente a los aluviones (Fornari

et al., 1988). Dos áreas pueden diferenciarse, el primero es orogénicamente “pasivo”, se trata de las altas vertientes de la cordillera que han estado sometidos a la acción de los glaciares de valle y cuyas morrenas contienen Au. El segundo, orogénicamente “activo” abarca las cuencas intramontañosas plio-cuaternarias (Formación Cancao) y el piedemonte amazónico (Formación Mazuko), está relacionado con la tectónica compresiva del frente subandino del antepaís, donde el Au ha sido transportado desde sus fuentes primarias ubicadas en las pizarras paleozoicas de la Cordillera Oriental y en muchos casos, retrabajados de las formaciones plio-cuaternarias de las cuencas intramontañosas y depositadas en los cauces de los ríos Madre de Dios, Inambari y sus afluentes.

Lo más importante del Au corresponde a los placeres del piedemonte amazónico, donde las colinas de la región de Mazuko, así como la llanura de Madre de Dios son bien conocidas. Los placeres están asociados, sea al cauce actual de los cursos de agua, sea a los sistemas de terraza, sin embargo la subyacente Formación Mazuko de conglomerados y arenas aluviales de ríos proximales, tiene escaso contenido de Au cuyos tenores son de mg/m³ (Fornari et al., 1988).

La deformación que afecta la Formación Mazuko controla directamente la morfología y la distribución de la red hidrográfica principal de los ríos Huaypetue, Caishive, Dos de Mayo, siguiendo los ejes sinclinales. Los afluentes de estos ríos retrabajan los materiales aflorantes en los flancos de los pliegues, y los materiales de la Formación Mazuko, de tal suerte que las llanuras aluviales y las terrazas bajas están constituidas de conglomerados con tenores de Au que se elevan, por comparación a la Formación Mazuko (Fornari et al., 1988). Aguas abajo, en la llanura de Madre de Dios, el Au es explotado artesanalmente a lo largo de los ríos Inambari, Malinovski y sobre todo del Madre de Dios y sus afluentes. Solo los niveles superficiales son conocidos, se trata de bancos con lentes de gravas (veneros), de espesor de algunos decímetros solamente, contenidos en los depósitos fluvio-aluviales cuaternarios recientes y del Holoceno. Los tenores son localmente elevados, pasando varios g/m³ como en Laberinto (Banco Minero, 1974). El Au está presente bajo la forma de pequeñas pepitas, como en Mazuko, éstas son muy homogéneas, pero aquí las pepitas están caracterizadas por su fuerte aplastamiento y

sobretudo por la importancia del redoblamiento y el redondeamiento, lo que corresponde a distancias de transporte de al menos entre 75 y 100 km (Fornari et al., 1988).

Al norte de Quillabamba, en la región del río bajo Urubamba y en plena Cordillera Oriental, se ubican los yacimientos Toro de Oro y León de Oro (Heyl, 1991). Estos yacimientos tienen reservas de Au, así como tierras raras, zircón e ilmenita, los que se hallan en las terrazas fluviales cuyos anchos son entre 200 y 300 m. La mineralización de Au se presenta en pequeñas láminas, usualmente menor a 2 mm de tamaño y está diseminada de manera homogénea en las gravas del río. El Au tiene una calidad de finesa de 0.93 a 0.96 y una ley de 0.03 a 6 g/m³ (Heyl, 1991). Las gravas han proporcionado también de 0.4 a 1% de zircón. El tenor de las tierras raras pesadas es aparentemente única: 30 a 35 %, mientras que los depósitos típicos contienen solamente de 1 a 7 %. El último mineral de interés económico es la ilmenita que tiene un tenor de 0.6 a 1.5 %. Los recursos geológicos de los yacimientos León de Oro y Toro de Oro, considerando las terrazas subactuales y las paleoterrazas sería al menos de 472'500,000 m³ de gravas con una ley promedio de 0.25 g/m³ de Au y 3 % de minerales pesados. La reserva posible de la propiedad sería de 115 millones de m³ de gravas de la misma ley (Heyl, 1991). El porcentaje del potencial económicamente recuperable de minerales pesados en las arenas incluyen magnetita 40%, ilmenita 20% y zircón 15%. Los otros minerales que comprenden este remanente, es decir el 25% incluye el rutilo, wolframita, apatito, monacita, esfena, casiterita, augita, pirita, hematita y hornblenda.

En las provincias de Jaen, San Ignacio, Tabaconas y Chinchipe (Cajamarca), así como en las provincias del Bagua y Condorcanqui (Amazonas) y en los ríos Marañón, Comaina, Cenepa Santiago, Ayambis, entre otras, se tienen placeres auríferos en material detrítico plio-cuaternario con contenido de Au, granate, magnetita, entre otros. En el río Chinchipe el Au se halla en partículas finas a gruesas, con leyes de 0.4 a 6 g/m³, mientras que en el Marañón de 0.5 a 5 g/m³ (Cuadros, 1988). El río Negro que discurre entre la Cordillera del Shira y el río Pachitea contiene bancos auríferos situados en su ribera, con leyes promedio recuperables de 1.6 g/m³ (Ramírez, 1978). Recientemente, cerca al Pongo de Manseriche las arenas auríferas del río Marañón que en parte proceden del río Santiago, son el resultado de la

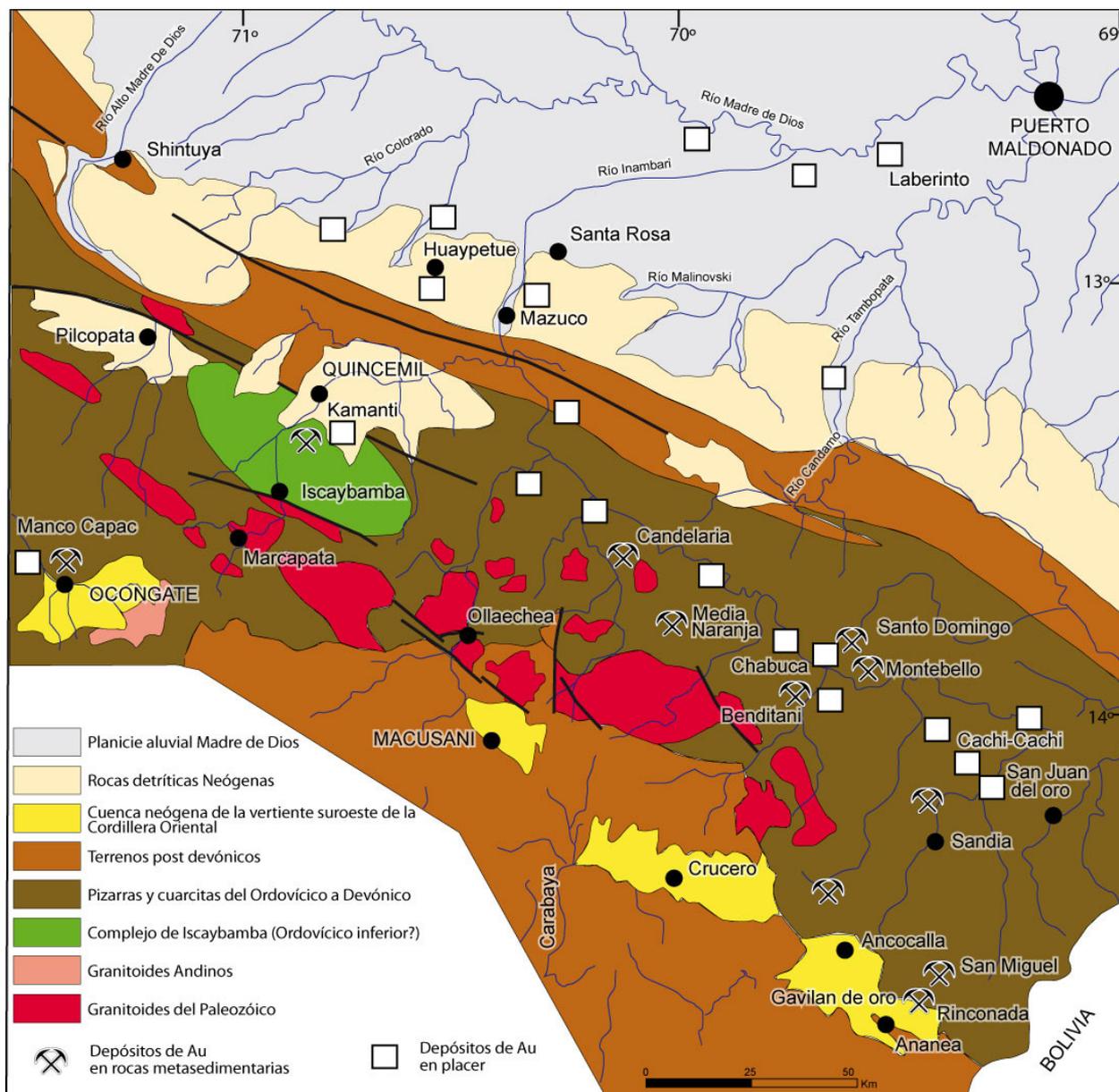


Figura 38. Mapa geológico y geomorfológico de la Cordillera Occidental y Llanura Amazónica mostrando los principales prospectos, yacimientos de Au y los placeres auríferos en Madre de Dios. Tomado de Fornari et al. (1988), modificado.

erosión y depósito de sedimentos provenientes de la Cordillera Oriental. Las leyes de Au van de 0.3 a más de 1 g/m³.

En el río Apurímac, entre la desembocadura del Pampas y Puente San Francisco, los placeres fluviales se encuentran en el lecho del río o en sus terrazas bajas. Además de Au están presentes minerales pesados como magnetita, hematita, ilmenita, zircón, corindón, rutilo (Gutiérrez, 1992). La granulometría del Au es variable ya que hay en charpas cerca de la desembocadura del Pampas y guijarros de cuarzo

con incrustaciones de venillas de Au. Aguas abajo el Au se hace más fino, con leyes que oscilan entre 0.8 y 0.9 g/m³ (Gutiérrez, 1992).

CONCLUSIONES

El nuevo mapa metalogénico del Perú está basado en dominios geológicos o geotectónicos, lo que permite un mejor entendimiento e interpretación del origen de los yacimientos minerales en relación a la geología regional y la evolución geodinámica de los Andes peruanos. Una parte de estos dominios

corresponde a bloques alóctonos acrecionados principalmente en el Mesoproterozoico. Entre éstos destacan el Macizo de Arequipa y los bloques Altiplano Occidental y Oriental, así como los recientes evidenciados para el centro y norte del Perú. Las grandes fallas que delimitan estos bloques son de importancia litosférica y definen dominios o franjas que son sitios de importancia para la exploración de yacimientos. Este es el caso del sistema Cincha-Lluta o Incapuquio, donde se concentran varios gigantes de pórfidos de Cu como Cuajone o Toquepala. Estas grandes fallas antiguas han dirigido el proceso de rifting al que ha estado sometido el territorio peruano durante el Permo-Triásico y en el Jurásico, controlando las cuencas, el magmatismo, y también las mineralizaciones. Durante la evolución andina, estos sistemas de fallas se han invertido y han controlado a su vez la sedimentación de cuencas sinorogénicas, diferenciando los altos tectónicos de las cuencas, y que ahora son conocidos como altos estructurales. Tal es el caso de los altos del Marañón, Cusco-Puno o Condorama-Caylloma, que además controlan las franjas metalogénicas. De esta manera, las antiguas fallas que actuaron como normales en el mesozoico, se invierten y juegan como inversas y transcurrentes dextrales o sinestrales, siendo estas estructuras los sitios por donde han fluido los productos magmáticos y en consecuencia las mineralizaciones.

Como se puede ver, el nuevo mapa metalogénico tiene una importante base geológica y permite entender de manera global y a escala regional el emplazamiento y formación de los yacimientos en su contexto geológico, lo que es importante, entre otras cosas, para estimar el potencial y calcular los recursos. Por ejemplo, sabemos que el engrosamiento de la corteza es un condicionante para formar grandes yacimientos de tipo pórfido de Cu y epitermales, y

REFERENCIAS

- Aguirre, L., Levi, B. & Nyström, J.O. (1989). The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes: Geological Society Special Publication 43, 223-232.
- Andre-Mayer, A.-S., Leroy, J., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Llosa, F. & Rosas, J. (2002). Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru. *Mineralium Deposita*, 37, 452-464.
- Andrews, D., Carbonel, J., Chávez, W.X. & Mioduchowski, A. (2000). Geologic setting of copper oxides of the Tía María prospect, southern Peru. X Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 242. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Ángeles, C. (1987). Les chevauchements de la Cordillère Occidentale par 12°15' (Andes du Pérou Central). Thèse Doct., Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 184 p.
- Ángeles, C. (1999). Los sedimentos cenozoicos de Cerro de Pasco: estratigrafía, sedimentación y tectónica. Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar 75° Aniversario, 103-

en el caso peruano, estos grandes yacimientos de Cu se formaron en el flanco oeste de la Cordillera Occidental durante el Paleoceno-Eoceno, en el borde NE de la Cordillera Occidental del sur del Perú durante el Eoceno medio-Oligoceno inferior, y en la Cordillera Occidental del norte del Perú durante el Mioceno. En todos estos casos, la geología nos indica que en esas épocas de mineralización se producen los más importantes eventos tectónicos conocidos y denominados Peruano, Inca y Quechua, respectivamente; confirmando de esta manera la importancia de la tectónica en el engrosamiento de la corteza. Adicionalmente, estos datos constituyen un argumento a favor de modelos que explican la formación de pórfidos de Cu y epitermales en un contexto regional compresivo. De acuerdo a la petrología, magmatismo y la geoquímica se sabe que los magmas han estado sujetos a cambios de presión y temperatura debido al engrosamiento de la corteza y esto ha favorecido la diferenciación de los magmas. Así en distintos periodos geológicos, los magmas se han desarrollado a distintas profundidades de asimilación, en una corteza cada vez más espesa. Es por eso que quizás los magmas félsicos son favorables a la formación de rocas productoras de yacimientos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a las autoridades del INGEMMET y a todas las personas que apoyaron la culminación de este trabajo y su publicación. A César Vidal por la revisión del manuscrito y a la Sra Ruth Nuñez por la revisión de las referencias. Varios geólogos jóvenes de la Dirección de Geología Regional colaboraron activamente. Mencionamos a Martín Oviedo, Juan Pablo Navarro, Edwin Giraldo, Alan Santos, Rigoberto Aguilar y Juan Pablo Rodríguez.

118.

- Arculus, R.J., Lapierre, H. & Jaillard, E. (1999). Geochemical window into subduction and accretion processes: Raspas metamorphic complex, Ecuador. *Geology*, 27, 547-550.
- Arenas, M. (2000). Exploración y geología del yacimiento San Rafael Puno. I Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología. Inst. Ing. Minas, Lima, 329-348
- Arribas, A. & Figueroa, E. (1985). Las mineralizaciones de uranio en las rocas volcánicas de Macusani, Puno (Perú). *Estudios Geológicos*, 41, 323-336.
- Atchley, F.W. (1956). Geology of the Marcona iron deposits, Peru. Ph.D. thesis, Stanford University, California, 150 p.
- Atherton, M.P. & Plant, J.A. (1985). High heat production granites and the evolution of the Andean and Caledonian continental margins. In: Halls, Christopher, ed. High heat production (HHP) granites, hydrothermal circulation and ore genesis, Inst. Min. and Metall., London, 459-478.
- Atherton, M.P. & Webb, S. (1989). Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru. *J. South Am. Earth Sci.*, 2, 241-261.
- Atherton, M.P. & Aguirre, L. (1992). Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *J. South Am. Earth Sci.*, 5, 47-69.
- Atherton, M.P. & Petford, N. (1996). Plutonism and the growth of Andean Crust at 9°S from 100 to 3 Ma. *J. South Am. Earth Sci.*, 9, 1-9.
- Atherton, M.P., Warden, V. & Sanderson, L.M. (1985). The Mesozoic marginal basin of Central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes; Blackie, Glasgow, 47-58.
- Banco Minero (1974). Evaluación preliminar de la cuenca aurífera del río Madre de Dios. Inéd. Lima, 59 p.
- Barreda, J., Loayza, D., Juárez, P. & Torres, R. (2004). Depósitos epitermales de alta sulfuración en el distrito minero Aruntani, Moquegua. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 605-608. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Basuki, N.I.; Taylor, B.E. & Spooner, E.T. (2008). Sulfur isotope evidence for thermochemical reduction of dissolved sulfate in Mississippi Valley-Type zinc-lead mineralization, Bongara Area, northern Peru. *Econ. Geol.*, 103, 783-799
- Baumgartner, R., Fontboté, L., Álvarez, H., Page, L., Ovtcharova, M., Spikings, R. & Vennemann, T. (2006). Geochronological, fluid inclusion and isotopic constraints in the Cerro de Pasco district, Peru. XIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 700-703. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Baumgartner, R., Fontboté, L. & Vennemann, T. (2008). Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Econ. Geol.*, 103, 493-537.
- Baumgartner, R., Fontbote, L., Spikings, R., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., Schneider, J., Page, L. & Gutjahr, M. (2009). Bracketing the age of magmatic-hydrothermal activity at the Cerro de Pasco epithermal polymetallic deposit, Central Peru: A U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. *Econ. Geol.*, 104, 479-504.
- Beckinsale, R.D., Sánchez, A., Brook, M., Cobbing, E.J., Taylor, W.P. & Moore, N.D. (1985). Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes; Blackie, Glasgow, 177-202.
- Bellido, E. & Narvaez, S. (1960). Geología del cuadrángulo de Atico. Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 2, 33-47.
- Bellido, E. & De Montreuil, L. (1972). Aspectos generales de la metalogenia del Perú. Servicio de Geología y Minería, Boletín, Serie B: Geología Económica, 1, 149 p.
- Bellon, H. & Lefèvre, R. (1976). Données géochronométriques sur le volcanisme andin dans le sud du Pérou. Implications volcanotectoniques. C. R. Acad. Sciences, Paris, Ser. D, 283, 1-4.
- Benavides, V. (1956). Cretaceous System in northern Peru. Doctoral Thesis, Faculty of Pure Science, Columbia University. *Bull. American Museum of Natural History*, 108, 353-494.
- Benavides, V. (1999). Orogenic evolution of the Peruvian Andes: the andean cycle. In: Skinner, B.J., ed. Geology and ore deposits of the Central Andes. Soc. Economic Geologists, Littleton, CO, Special Publication 7, 61-108.
- Bendezú, R., Fonboté, L. & Cosca, M.A. (2003). Relative age of cordilleran base metal lode and replcement deposits, and high sulfidation Au-(Ag) epithermal mineralization in the Colquijirca mining district, central Peru. *Mineralium Deposita*, 38, 683-694.
- Bendezú, R., Page, L., Spikings, R., Pecsckay, Z. & Fontboté, L. (2008). New ⁴⁰Ar/³⁹Ar alunite ages from

- the Colquijirca district, Peru: Evidence of a long period of magmatic SO₂ degassing during formation of epithermal Au–Ag and Cordilleran polymetallic ores. *Mineralium Deposita*, 43, 777-789.
- Beuchat, S. (2003). Geochronological, structural, isotopes and fluid inclusion constraints of the polymetallic Domo de Yauli district, Peru. Thèse Doct, Université de Genève, Terre & Environnement, 41, 130 p.
- Bissig, T., Ullrich, T., Tosdal, R. & Ebert, S. (2004). The late Eocene to late Miocene magmatic arc of central Peru: new ⁴⁰Ar - ³⁹Ar age constraints from Yauricocha to Cerro de Pasco. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 613. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Bissig, T., Ullrich, T. D., Tosdal, R. M., Friedman, R. & Ebert, S. (2008). The time-space distribution of Eocene to Miocene magmatism in the central Peruvian polymetallic province and its metallogenetic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 26:16-35.
- Boni, M. (2005). The geology and mineralogy of nonsulfide zinc ore deposits. International Symposium on Lead and Zinc Processing, Kyoto, Proceedings, 15 p.
- Boni, M., Balassone, G., Arseneau, V. & Schmidt, P. (2009). The Nonsulfide Zinc Deposit at Accha (Southern Peru): Geological and Mineralogical Characterization. *Econ. Geol.*, 104, 267-289.
- Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, J.L. & Jaillard, E. (2002). Geodynamic significance of the Raspas metamorphic complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics*, 345, 83-102.
- Bradford, J.A. (2002). Accha property, Department of Cusco, Peru. Southwestern Resources Corp., Technical Report 43–101, 16 p
- Bussel, M.A. (1983). Timing of tectonic and magmatic events in the Central Andes of Peru. *J. Geol. Soc. London*, 140, 279-286.
- Bussel, M. A. (1985). The centred complex of the Rio Huaura: a study of magma mixing and differentiation in high level magma chambers. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 128-155.
- Caldas, J. (1978). Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. Instituto de Geología y Minería, Boletín, 30, 78 p.
- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F. & Robert E. (2008). Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian-Coniacian transition: The Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, 20, 1-24.
- Camus, F. (2003). Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 267 p.
- Canchaya, S. & Aranda, A. (2001). Geología económica y mapa metalogenético del Perú: relación de minas y prospectos mineros. Inst. Geol. Min. Met., Lima, 32 p.
- Candiotti, H. (1995). Geología y análisis de datos cuantitativos del yacimiento de pórfido de cobre Quellaveco. In: Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 33–46.
- Candiotti, H. & Guerrero, T. (1997). Descubrimiento y geología del yacimiento de oro diseminado Sipán-Cajamarca. IX Congreso Peruano de Geología, 9-13. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Candiotti, H. & Guerrero, T. (2002). Low-sulphidation epithermal gold-silver veins in the Ares deposit, southern Perú. XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 233. Edit. Soc. Geol. Perú
- Candiotti, H., Noble, D.C. & McKee, E. (1990). Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata district, southern Peru. *Econ. Geol.*, 85, 1473-1490.
- Cárdenas, J., Carlotto, V., Vallenás, V., Chávez, R., & Gil, W. (1999). Las areniscas cupríferas de las capas rojas del Grupo San Jerónimo (Eoceno Medio-Oligoceno Inferior) de la región de Cuzco y Sicuani. XVIII Curso Internacional de Postgrado en Metalogenia, Quito, Univ. Central Ecuador, Actas, 155–159.
- Cardona, A. (2006). Reconhecimento da evolução tectónica da proto-margem andina do centro-norte peruano, baseada em dados geoquímicos e isotópicos do embasamento da Cordilheira Oriental na região de Huánuco-La Unión. Tese Doutorado, Universidade de São Paulo Instituto de Geociências, São Paulo, 198 p.
- Cardona, A., Cordani, U.G., Ruiz, J., Valencia, V., Nutman, A.P. & Sánchez, A. (2005). U/Pb detrital zircon geochronology and Nd isotopes from Paleozoic metasedimentary rocks of the Marañón Complex: insights on the proto-Andean tectonic evolution of the eastern peruvian Andes. *Proc. S. Am. 5th Symp. Isotope Geol.*, Punta del Este, 208-211.
- Cardozo, M. (2006). Peruvian Andes: geology and mineral potential. PDAC Convention, 41 p.
- Carlier, G., Carlotto, V., Ligarda, R., & Manrique, E. (1989). Estudio metalogenético de la subprovincia cuproaurífera Tintaya-Bambas. Convenio de Cooperación Científica UNI-ORSTOM, Informe Final 1984- 1988, Lima, Perú, 143–248.
- Carlier, G., Lorand, J.P., Liégeois, J.P., Fornari, M.,

- Soler, P., Carlotto, V. & Cárdenas, J. (2005). Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano. *Geology*; 33, 601-604.
- Carlotto, V. (1998). Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou: enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Thèse Doct. Univ. Grenoble I, 159 p.
- Carlotto, V. (2002). Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou. *Geologie Alpine, Mémoire H.S.*, 39, 203 p.
- Carlotto, V. (2006a). La deformación y el acortamiento andino en el sur del Perú: Cusco-Abancay-Sicuaní. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 101, 91-119.
- Carlotto, V. (2006b). Dataciones por trazas de fisión en los depósitos continentales terciarios de la región de Cusco. XIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 521-524. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Carlotto, V., Gil, W., Cárdenas, J., & Chávez, R. (1996). Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. Hojas 27-r y 27-s. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac.*, 65, 245 p.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Romero, D., Valdivia, W. & Tintaya, D. (1999a). Geología de los cuadrángulos de Quillabamba y Machupicchu. Hojas 26-q y 27-q. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac.*, 127, 319 p.
- Carlotto, V., Carlier, G., Jaillard, E., Sempere, T. & Mascle, G., (1999b). Sedimentary and structural evolution of the Eocene-Oligocene Capas Rojas basin: evidence for a late Eocene lithospheric delamination event in the southern Peruvian Altiplano. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, extended abstracts, 141-146
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Carlier, G., Díaz-Martínez, E., Cerpa, L., Valderrama, P. & Robles, T. (2004). Evolución tectónica y sedimentaria de la Cuenca Mitu (Pérmico-Triásico) de la región de Abancay-Cusco-Sicuaní (Sur del Perú). XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 412-415. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Carlotto, V., Jaillard, E., Carlier, G., Cárdenas, J., Cerpa, L., Flores, T., Latorre, O. & Ibarra, I. (2005). Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y la Cordillera Occidental del sur del Perú. In: Arce, J., ed. Alberto Giesecke Matto, Soc. Geol. Perú, Lima, Vol. Especial 6, 103-126.
- Carlotto, V., Tintaya, D., Cárdenas, J., Carlier, G. & Rodríguez, R. (2006a). Fallas transformantes permotriásicas: la falla Patacancha-Tamburco (sur del Perú). XIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 256-258. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Velarde, T., Cerpa, L., Tupac Yupanqui, V., Acosta, H., & Jaimes, F. (2006b). Evolución sedimentaria y tectónica de la Formación Ferrobamba (Albiano-Turoniano) de la región Cotabambas-Apurímac. XIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 525-528. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Carlotto, V.; Cárdenas, J. & Fidel, L. (2007). La Geología en la Conservación de Machupicchu. *INGEMMET, Bol. Ser. I: Patrimonio y geoturismo*, 1, 305.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Baéz, D. & Rodríguez, R. (2008). Alto estructural Totos-Paras (Ayacucho): límite paleogeográfico en la evolución mesozoica de las cuencas Arequipa y Pucará. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Carlotto, V., Rodríguez, R., Acosta, H., Cárdenas, J. & Jaillard, E. (2009). Alto estructural Totos-Paras (Ayacucho): límite paleogeográfico en la evolución mesozoica de las cuencas Pucará (Triásico superior-Liásico) y Arequipa (Jurásico-Cretácico). In: Soc. Geol. Perú, Vol. Especial 7, Víctor Benavides Cáceres, 1-45.
- Carman, G.D., Nicholson, P., Ianos, S., Bernuy, E., Salinas, C., Ormsby, W., & Perkins, J. (2000). Geology and exploration progress of the Accha zinc deposit, Cusco, Peru. I Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología. *Inst. Ing. Minas, Lima*, 245-250.
- Cassard, D., Chauvet, A., Bailly, L., Llosa, F., Rosas, J., Marcoux, E. & Lerouge, C. (2000). Structural control and K/Ar dating of the Au-Ag epithermal veins in the Shila Cordillera, southern Peru. *C. R. Acad. Sciences, Paris, Ser. II*, 330, 23-30.
- Castillo, J.; Barreda, J. & Vela, C. (1993). Geología de los cuadrángulos de Laramate y Santa Ana. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac.*, 45, 66 p.
- Clark, A.H., Kontak, D.J. & Farrar, E. (1984). A comparative study of the metallogenetic and geochronological relationships in the northern part of the central Andean tin belt, SE Peru and NW Bolivia. In: Sixth Quadr. IAGOD Symposium, Proceedings, Stuttgart, 267-279.
- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J.,

- Arenas, M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A. & Archibald, D.A. (1990a). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85, 1520-1583.
- Clark, A.H., Kontak, D.J. & Farrar, E. (1990b). The San Judas Tadeo W (-Mo, Au) Deposit: Permian lithophile mineralization in Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85, 1651-1668
- Clark, A.H., Chen, Y., Grant, J.W., Kontak, D.J., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A., Farrar, E. & Archibald, D.E. (2000). Delayed inception of ore deposition in major lithophile-metal vein systems: the San Rafael tin and Pasto Bueno tungsten deposits, Peru: 2000, Geological Society of America Abstracts with Programs, 32, 7, Reno, Nevada, p. A-279.
- Cobbing, E.J. (1978). The Andean geosyncline in Peru and its distinction from alpine geosynclines. *J. Geol. Soc. London*, 135, 207-218.
- Cobbing, E.J. (1985). The tectonic setting of the Peruvian Andes. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 3-12.
- Cobbing, E.G. (1998). The Coastal Batholith and other aspects of Andean magmatism in Peru. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 88, 5-20.
- Cobbing, E.J. & Pitcher, W.S. (1983). Andean plutonism in Peru and its relationship to volcanism and metallogenesis at a segmented plate edge. *Geological Society of America Memoir*, 159, 277-291.
- Cobbing, E.J., Ozard, J.M. & Snelling, N.J. (1977). Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of Southern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 241-246.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W.J. & Snelling, N.J. (1981). Estudio geológico de la Cordillera Occidental del Norte del Perú. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. D: Est. Esp.*, 10, 252 p.
- Cobeñas, G. (2008). Cinturones metalogénicos cenozoicos en Pasco y Huánuco: tipos de yacimientos y naturaleza geoquímica de los magmas asociados. Tesis, Univ. Nac. Mayor San Marcos, 140 p.
- Córdova, E. (1986). Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les couches rouges du bassin de Cuzco (Maestrichtien-Paléocène). Thèse 3eme cycle, Université de Pau, 272 p.
- Córdova, J. & Hoyos, D. (2000). Geología del pórfido de Cu-(Au-Mo) el Galeno, Cajamarca, Peru. X Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 246. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Cossio, A. (1964). Geología del cuadrángulo de Santiago de Chuco (17-g) y Santa Rosa (18-g). Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín 8, 69 p.
- Couch, R., Whitsett, R., Huehn, B. & Briceno-Guarupe, L. (1981). Structure of the continental margin of Peru and Chile. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 154, 703-726.
- Cuadros, D. (1988). Reconocimiento y explotación de placeres auríferos (aluviales) en la región norte y nor-oriental del Perú. I Simposium Nacional de Yacimientos Minerales, de Petróleo y Fuentes de Energía, Resúmenes, 39. Edit. Univ. Nac. San Agustín, Arequipa.
- Cueva, E. (2008). Estratigrafía, Sedimentología y Tectónica de la Meseta de Bombom (Cerro de Pasco). Tesis grado, Univ. Nac. San Antonio Abad Cusco, 125 p.
- Chauvet, A., Bailly, L., André, A.-S., Monié, P., Cassard, D., Llosa, F., Rosas, V.J. & Tuduri, J. (2006). Internal vein texture and vein evolution of the epithermal Shila-Paula district, southern Peru. *Mineralium Deposita*, 41, 387-470.
- Chávez, A. & Núñez del Prado, H. (1991). Evolución vertical de facies de la serie turbidítica Cretácea (Grupo Copa Sombrero) en el perfil tipo Huasimal - Encuentros (cuenca Lancones en el noreste del Perú). *Bol. Soc. Geol. Perú*, 82, 5-21.
- Cheilletz, A., Clark, A. H., Farrar, E., Arroyo, G., MacArthur, J.D. & Pichavant, M. (1990). Stratigraphy and geochronology of the Macusani ignimbrite field: chronometer of the Mio-Pliocene geodynamic evolution of the Andes of SE Peru Symposium International "Géodynamique Andine", Grenoble, Résumés des communications, 341-344. Edit. ORSTOM.
- Chen, H. (2008). The Marcona - Mina Justa District, South-Central. Perú: implications for the genesis and definition of the iron oxide-copper (-gold) ore deposit Clan. Ph.D Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 266 p.
- Chenaux, A. (1998). Le district aurifère épithermal "high sulfidation" de Huamanraso, Pérou: géologie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, caractérisation isotopique de l'altération (S,O,H). Diplôme, Université de Genève, 90 p.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Kosler, J., Fontignie, D., Spikings, R.A. & Mišković, A. (2005). Evolution of the Gondwanan margin of the northern Andes. 3rd Swiss Geoscience Meeting, Zürich, abstracts, 59-60

- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A. & Miskovic, A. (2007a). U–Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 119, 697–711.
- Chew, D.M., Kirkland, C., Schaltegger, U. & Goodhue, R. (2007b). Neoproterozoic glaciation in the proto-Andes: tectonic implications and global correlation. *Geology*, 35, 1095-1099.
- Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Miskovic, A., Cardona, A., Spikings, R. & Schaltegger, U. (2008). Detrital zircon fingerprint of the proto-Andes: evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Res.* 167, 186–200.
- Chiaradia, M., Fontboté, L. & Paladines, A. (2004). Metal sources in mineral deposits and crustal rocks of Ecuador (1°N-4°S): a lead isotope synthesis. *Econ. Geol.*, 99, 1085–1106.
- Chiaradia, M., Merino, D. & Spikings, R. (2009). Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 279, 303-315, DOI: 10.1016/j.epsl.2009.10.012.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. & Marocco, R. (1980). Géologie des Andes péruviennes: caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris, 122, 501 p.
- Davies, R.C. (2002). Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, northern Peru. Ph.D. Thesis, James Cook University, Australia, 323 p.
- Davies, R.C. & Williams, P.J. (2005). The El Galeno and Michiquillay porphyry Cu-Au-Mo deposits: geological descriptions and comparison of Miocene porphyry systems in the Cajamarca district, northern Peru. *Mineralium Deposita*, 40, 598-616.
- Dávila, D., Fontboté, L., Febres, O., & Oldham, L. (2000). Exploración y geología del yacimiento San Vicente. I Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología. *Inst. Ing. Minas*, Lima, 305-328.
- Défago, M., Moritz, R. & Puente, J. (2006). The Huachón gold prospect, Eastern Andean Cordillera of Peru: the southern extension of a 400 km long Carboniferous orogenic gold province?. 4th Swiss Geoscience Meeting, Bern, 3 p.
- de Haller, A., Corfu, F., Fontboté, L., Schaltegger, U., Barra, F., Chiaradia, M., Frank, M. & Zúñiga, J. (2006). Geology, geochronology, and Hf and Pb isotopic data of the Raúl-Condestable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru. *Econ. Geol.*, 101, 281–310.
- De las Casas, F. & Ponzoni, E. (1969). Mapa metalogénico del Perú, escala 1/1'000,000. *Soc. Nac. Min. Petrol.*, Lima.
- De Montreuil, L. (1979). Ocurrencia del oro y sus asociaciones mineralógicas en la faja aurífera de Nazca-Ocoña. *Minería*, 153, 17-30.
- De Montreuil, L. (1987). Mineralogía del oro y su relación con el tratamiento metalúrgico; controles mineralógicos en algunos yacimientos peruanos. *Círculo de Estudios y Promoción en Ciencias de la Tierra, Geología - minería - metalurgia del oro*, CEPECT, Lima, 37-75.
- Díaz-Martínez, E., Sempere, T., Isaacson, P.E. & Grader, G. (2000). Paleozoic of western Gondwana active margin (Bolivian Andes). *Pre-Congress Fieldtrip Bft 27*, 31st International Geological Congress, Brazil, 31 p.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G. & Martinez, C. (1993). A teleseismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model. *J. Geophys. Res.*, 98 (B6), 9825-9844.
- Echavarría, L., Nelson, E., Humphrey, J., Chávez, J., Escobedo, L. & Iriondo, A. (2006). Geologic evolution of the Caylloma epithermal vein district, Southern Peru. *Econ. Geol.*, 101, 843-863.
- Egeler, C. & De Booy, T. (1961). Preliminary note on the geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with emphasis on the essentially pre Andean origin of the structure. *Geol. Mijnb.* 40, 319-325.
- Enríquez, J., Rodríguez, O. & Rodríguez, R. (2005). Características estructurales y estratigráficas de los yacimientos epitermales de baja sulfuración en el corredor estructural San Pablo-Porculla. 27 Convención Ing. Minas Perú, Arequipa, trabajos técnicos, 21 p. Edit. Inst. Ing. Minas Perú. CD.
- Estrada, F. (1975). Geología de Quellaveco. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 46, 65-86.
- Eyzaguirre, V.R., Montoya, D., Silberman, M.L. & Noble, D.C. (1975). Age of igneous activity and mineralization, Morococha district, central Peru. *Econ. Geol.*, 70, 1123-1126.
- Farber, D.L., Hancock, G.S., Finkel, R.C., Gallagher, S. & Palacios, O. (2000). The kinematics of continental

- detachment faulting: slip rates along the Cordillera Blanca detachment fault deduced from in situ produced cosmogenic radionuclides ^{10}Be and ^{26}Al . EOS Transactions American Geophysical Union, 81, 35
- Farrar, E. & Noble, D.C. (1976). Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 1247-1250.
- Flint, S. (1990). The sediment-hosted, stratabound copper deposits of San Bartolo, northern Chile. In: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J. eds. *Stratabound ore deposits in the Andes*, Springer-Verlag, Berlin, 621-636.
- Fontboté, L. & Gorzawski, H. (1990). Genesis of the Mississippi Valley-type Zn-Pb deposit of San Vicente, Central Peru: geologic and isotopic (Sr, O, C, S, Pb) evidence. *Econ. Geol.*, 85, 1402-1437.
- Fontboté, L., Vallance, J., Markowski, A. & Chiaradia, M. (2004). Oxidized gold skarns in the Nambija district, Ecuador. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 341-357.
- Fornari, M., Hérail, G., Laubacher, G. & Delaune, M. (1988). Les gisements d'or des Andes sud-orientales du Pérou. *Géodynamique*, 3, 139-161.
- Fornari, M. & Hérail, G. (1991). Lower Paleozoic gold occurrences in the Eastern Cordillera of southern Peru and northern Bolivia: a genetic model. In: Ladeira, E.A., ed. *Brazil Gold '91: the economics, geology, geochemistry and genesis of gold deposits*, Balkema, Rotterdam, 135-142.
- Fornari, M., Mamani, M., Ibarra, I. & Carlier, G. (2002). Datación del período volcánico "Tacaza" en el altiplano del Perú y Bolivia. XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 21. Edit. Soc. Geol. Perú.
- France, L.J. (1985). Geochronology, stratigraphy and petrochemistry of the upper Tertiary volcanic arc, southernmost Peru, central Andes. M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 182 p.
- France, L.J., Clark, A.H. & Farrar, E. (1984). Geochronological and petrological studies of Tertiary igneous rocks, Cordillera Occidental, Southern Peru: a preliminary report. *Inst. Geol. Min. Met.*, Lima, 28 p. Inf. Inéd.
- Gabelman, J. & Beard, R. (1962). Uranium in Peru: U.S. Atomic Energy Comm. RME-4581, Washington, D.C.
- Gibson, P.C. (1992). The Calera vein system, Orcopampa district, southern Peru: association of tectonism, magmatism and hydrothermal activity in the formation of a Bonanza Ag-Au deposit. Ph.D. thesis, University of Nevada, Reno, 157 p.
- Gibson, P.C., Noble, D.C. & Larson, L.T. (1990). Multistage evolution of the Calera epithermal Ag-Au vein system, Orcopampa District, southern Peru; first results. *Econ. Geol.*, 85, 1504-1519.
- Gibson, P.C., MacKee, E.H., Noble, D.C. & Swanson, K.E. (1995). Timing and interrelation of magmatic, tectonic, and hydrothermal activity at the Orcopampa District, southern Peru. *Econ. Geol.*, 90, 2317-2325.
- Gil, W. (2002). Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S . *Sociedad Geológica del Perú*, Lima, Publicación Especial 4, 146 p.
- Giovanni, M.K., Horton, B.K., Grove, M. & McNulty, B. (2008). Tectonic and thermal evolution of the Cordillera Blanca detachment system, Peruvian Andes: implications for normal faulting in a contractional orogen. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 40, 76
- Guevara, C. (1980). El Grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 67, 73-83.
- Gustafson, B., Vidal, C., Pinto, R. & Noble, D. (2004). Porphyry-epithermal transition, Cajamarca region, northern Peru. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 279-299.
- Gutiérrez, H. (1992). Perspectiva de explotación de placeres auríferos del sistema hidrográfico del río Apurímac. 2 Simposium Nacional de Minería Aurífera, Trabajos técnicos, 105-110
- Haerberlin, Y. (2002). Geological and structural setting, age, and geochemistry of the orogenic gold deposits at the Pataz province, Eastern Andean Cordillera, Peru. Thèse Doct, Université de Genève, Terre & Environnement, 36, 182 p.
- Haerberlin, Y., Moritz, R., Fontboté, L. & Cosca, M.A. (2004). Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, Eastern Andean Cordillera, Peru: geological and structural framework, paragenesis, alteration, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Econ. Geol.*, 99, 73-112.
- Haederle, M. & Atherton M.P. (2002). Shape and intrusion style of the Coastal batholith, Peru. *Tectonophysics*, 345, 17-28.
- Hawkes, N., Clark, A.H. & Moody, T.C. (2002). Marcona and Pampa de Pongo: giant Mesozoic Fe-(Cu, Au) deposits in the Peruvian coastal belt. In: Porter, T.M.,

- ed. Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective, PGC Publishing, Southern Australia, t. 2, 115-130.
- Haynes, D.W. (2002). Iron oxide copper (-gold) deposits: their position in the ore deposit spectrum and modes of origin. In: Porter, T.M., ed. Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective, PGC Publishing, Southern Australia, t. 2, 71-90.
- Heyl, A.D.V. (1991). The gold and rare earth bearing placer deposits found on the Leon de Oro and Toro de Oro claims, Urubamba and Yanatilli rivers, department of Cuzco, Peru. In: Hérail Gérard & Fornari Michel (eds.), Gisements alluviaux d'or: actes du symposium international sur les gisements alluviaux d'or (Colloques et séminaires). La Paz : ORSTOM, 1991, 75-88.
- Huamán, M., Antúnez de Mayolo, E. & Rivera, A.M. (1990). Geology of the Cu-(Ag, Bi) stratabound deposit Cobriza, central Peru. In: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E., Frutos, J., eds. Stratabound ore deposits in the Andes, Springer-Verlag, Berlin, 129-136.
- INGEMMET (1999). Mapa geológico del Perú, escala 1:1'000,000. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima.
- Injoque, J. (1985). Geochemistry of the Cu-Fe-Amphibole skarn deposits of the Peruvian central coast. Ph.D. thesis, University of Nottingham, 597 p.
- Injoque, J. (2002). Yacimientos de Oxido de Fe-Cu-Au en el Perú, una visión integral. XI Congreso Peruano de Geología, trabajos científicos. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Injoque, J. & Aranda, A. (2005). Metalogenia de la Costa: visión actualizada. In: Arce, J., ed. Alberto Giesecke Matto, Soc. Geol. Perú, Lima, Vol. Especial 6, 149-166.
- Injoque, J., Rios, A., Martínez, J., Serrano, M., Torres, J. & Vargas, Ch. (2000). Geología de los Volcánicos del Cretáceo Medio, Cuenca Lancones, Tambogrande - Las Lomas, Piura. X Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 231. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Injoque, J., Rodríguez, I. & Alvarez Calderón, B. (2002). Geología del distrito minero aurífero Orion, Caravelí, Arequipa. XI Congreso Peruano de Geología, trabajos científicos. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Jaillard, E. (1992). La fase peruana (Cretácico superior) en la margen peruana. Bol. Soc. Geol. Perú, 83, 81-87.
- Jaillard, E. & Jacay, J. (1989). Les "couches Chicama" du nord du Pérou: colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. C. R. Acad. Sciences, Paris, Ser. II, 308, 1459-1465.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. & Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. J. Geol. Soc. London 147.
- Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. & Dumont, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A., eds., Tectonic evolution of South America, 31st International Geological Congress, Río de Janeiro, 481-559.
- Jenks, W.F. (1948). Geología de la hoja de Arequipa al 200.000. Inst. Geol. Perú, Bol. 9, 204 p.
- Jolley, S.J., Henderson, I.H.C., Barnicoat, A.C. & Fox, N.P.C. (1999). Thrust-fracture network and hydrothermal gold mineralization: Witwatersrand basin, South Africa. In: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L. & Wilkinson, J.J., eds. Fractures, fluid flow and mineralization. Geol. Soc. London, Special Publication 155, 153-165.
- Jones, P.R. (1981). Crustal structures of the Peru continental margin and adjacent Nazca plate, 9°S latitude. Geol. Soc. Amer. Bull., 154, 423-444.
- Klein, T., Barreda, J. & Harvey, B. (1997). San José Sur: High sulfidation gold deposit, Yanacocha district, northern Peru. IX Congreso Peruano de Geología, 57-60. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Kobe, H.W. (1995). Evaporitas y volcánicos, Grupo Pucará, Perú central: componentes volcánicos, evaporíticos y sedimentos metalíferos en la parte occidental de la cuenca del Grupo Pucará, Perú central. In: Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 179-191.
- Kono, M., Fukao, Y. & Yamamoto, A. (1989). Mountain building in the Central Andes. J. Geophys. Res., 94, 3891-3905.
- Kontak, D.J. (1985). The magmatic and metallogenetic evolution of a craton orogen interface: the Cordillera de Carabaya, Central Andes, SE Peru. Ph.D Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 714 p.
- Kontak, D.J. & Clark, A.H. (2002). Genesis of the giant, Bonanza San Rafael lode tin deposit, Peru: origin and significance of pervasive alteration. Econ. Geol., 97, 1741-1777.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E. & Strong, D.F. (1985). The rift associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean

- orogeny. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 36-44.
- Kontak, D.J., Cumming, G.R., Krstic, D., Clark, A.H. & Farrar, E. (1990a). Isotopic Composition of Lead in Ore Deposits of the Cordillera Oriental, Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85, 1584-1603
- Kontak, D.J., Farrar, E., Clark, A.H., and Archibald, D.A. (1990b). Eocene tectono-thermal rejuvenation of an upper Paleozoic-lower Mesozoic terrane in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Peru, revealed by K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *J. South Am. Earth Sci.*, 3, 231-246.
- Kouzmanov, K., Ovtcharova, M., von Quadt, A., Guillong, M., Spikings, R., Schaltegger, U., Fontboté, L. & Rivera, L. (2008). U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints for the timing of magmatism and mineralization in the giant Toromocho porphyry Cu-Mo deposit, central Peru. XIII Congreso Peruano de Geología. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Lancelot, J.R.; Laubacher, G.; Marocco, R. & Renaud, U. (1978). U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru)-extent of Permian magmatic activity and consequences. *Geol. Rundsch*, 67, 236-243.
- Landis, G.P. & Rye, R.O. (1974). Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-base metal ore deposit, northern Peru. *Econ. Geol.*, 69, 1025-1059.
- Laubacher, G. (1978). Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 95, 217 p.
- Laughlin, A.W., Damon, P.E. & Watson, B.N. (1968). Potassium-Argon dates from Toquepala and Michiquillay, Perú. *Econ. Geol.*, 63, 166-168.
- Lavado, M., Conde, C. & Farfán, C. (2004). Avances recientes en la concepción geológica del yacimiento Vinchos. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 666. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Le Bel, L.M. (1985). Mineralization in the Arequipa segment: the porphyry Cu deposit of Cerro Verde/Santa Rosa. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 250-260.
- Lehmann, B. (1990). *Metallogeny of tin*. Springer-Verlag, Berlin, 211 p
- Litherland M., Aspden J.A. & Jemielita, R.A (1994). The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir* 11, 147 p.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N. & Dalziel, I.W.D. (2004). An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 116, 171-187.
- Loughman, D.L. & Hallam, A. (1982). A facies analysis of the Pucará group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shale and phosphate) of central and northern Peru. *Sed. Geol.*, 32, 161-194.
- Love, D.A., Clark, A.H. & Glover, J.K. (2004). The lithologic, stratigraphic, and structural setting of the giant Antamina copper-zinc skarn deposit, Ancash, Peru. *Econ. Geol.*, 99, 887-916.
- Loza, M. (2004). Los yacimientos estratoligados de cobre de las capas rojas de Cusco y Sicuani (Eoceno-Oligoceno): sedimentología, tectónica y metalogénia. Tesis grado, Univ. Nac. San Antonio Abad Cusco, 56 p.
- Loza, M., Sarmiento, J.C., Carlotto, V. & Cárdenas, J. (2004). Los yacimientos estratoligados de cobre de las capas rojas de Cusco y Sicuani (Eoceno-Oligoceno): mineralización, relación tectónica, sedimentación y metalogénia. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, 671-674. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Llosa, F., Lescuyer, J.L. & Milési, J.P. (1996). Minas Conga: descubrimiento, exploración y marco geológico de los pórfidos Au-Cu en la región Cajamarca. II Simposium Internacional del Oro, pp. 275-283. Edit. Soc. Nac. Min. Petr., Lima.
- Macfarlane, A.W. (1999). Isotopic studies of the northern Andean crustal evolution and ore metal sources. In: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Soc. Economic Geologists, Littleton, CO, Special Publication 7, 195-217.
- Macfarlane, A.W., Marcet, P., LeHuray, A.P. & Petersen, U. (1990). Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Econ. Geol.*, 85, 1857-1880.
- Maksaev, V. & Zentilli, M. (1999). Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology*, 8, 65-89.
- Mamani, M., Tassara, A. & Wörner, G. (2008). Composition and structural control of crustal domains in the Central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, doi: 10.1029/2007GC001925.
- Mamani, M., Wörner, G., & Sempere, T. (2009). Geochemical variations in igneous rocks of the

- Central Andean Orocline (13° to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 122, 162-182. doi:10.1130/B26538.1.
- Marocco, R. (1978). Estudio geológico de la Cordillera de Vilcabamba. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. D: Est. Esp.*, 4, 157 p.
- Marocco, R., Sempere, T., Cirbian, M. & Oller, J. (1987). Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *C. R. hebdomadaire des Séances Acad. Sci., Paris, D*, 304, 1139-1142.
- Martínez, C., Noone, D. & Cleath, R. (2006). Sistema epitermal de alta sulfuración en Pico Machay (Huancavelica). XIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 747-750. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Mastrodicasa, L. & Herbort, T. (2005). The Mississippi Valley type Pb-Zn deposit of San Vicente, Peru. In Kouzmanov, K., Vallance, J. & Fontboté, L. eds. *Ore geology field trip Peru*, University of Geneva, 13p.
- Mathur, R., Ruiz, J. & Munizaga, F. (2001). Insights into Andean metallogenesis from the perspective of Re-Os analyses of sulfides. III South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, p. 500-503. Edit. Soc. Geol. Chile. CD.
- Mayta, O. (1999). Yacimiento aurífero Chipmo (The Chipmo gold deposit). I Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología. *Inst. Ing. Minas, Lima*, 37-48.
- Mayta, O. & Lavado, M. (1995). Controles estructurales de la mineralización de la veta Calera, Orcopampa, Arequipa, sur Peru. In: *Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides*, 193-204.
- Mayta, O., Barrionuevo, H., Noble, D.C., Petersen, U. & Vidal, C. (2002). Vetas de oro nativo y teluros de oro en el sector Chipmo, distrito minero de Orcopampa, Sur del Peru. XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 240. Edit. Soc. Geol. Perú.
- McKee, E.H. & Noble, D.C. (1990). Cenozoic tectonic events, magmatic pulses, and base- and precious-metal mineralization in the Central Andes. In: Ericksen, G.E., Cañas, M. & Reinemund, J.A., eds. *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, 189-194.
- McKee, E.H., Scherckenbach, D.A., Noble, D.C., Drexler, J.W., Mendoza, J. & Eyzaguirre, V.R. (1979). Age of porphyry intrusion, potassic alteration, and related skarn mineralization, Antamina district, northern Peru. *Econ. Geol.*, 74, 928-930.
- McNulty, B.A. & Farber, D.L. (2002). Active detachment faulting above the Peruvian fiat slab. *Geology*, 30, 567-570.
- Mégard, F. (1978). Étude géologique des Andes du Pérou central. ORSTOM, Paris, Mémoire 86, 310 p.
- Mégard, F. (1979). Estudio geológico de los Andes del Perú Central. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. D: Est. Esp.*, 8, 227 p.
- Mégard, F. (1984). The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141, 892-900.
- MINERÍA (2007). INGEMMET prepara nuevo mapa metalogenético. *Minería*, 353, 4-10.
- Mioduchowski, A. (2001). Geochemistry and petrology of the Tia Maria Prospect, Department of Arequipa, Peru. M.Sc. thesis, Institute of Mining and Technology, Socorro, NM.
- Miranda, M. & Vidal, C. (2006). Estratigrafía volcánica, geocronología, paragénesis e inclusiones fluidas en el yacimiento de oro epitermal Poracota. XIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, 761-764. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Miskovic, A. & Schaltegger, U. (2009). Crustal growth along a non-collisional cratonic margin: A Lu-Hf isotopic survey of the Eastern Cordilleran granitoids of Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 279, 303-315.
- Miskovic, A., Schaltegger, U., Spikings, R.A., Chew, D.M., Kosler, J. & Ulianov, A. (2009). Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 121, 1298-1324.
- Mitouard, P., Kissel, C. & Laj, C., (1990). Post-Oligocene rotations in southern Ecuador and northern Peru and the formation of the Huancabamba Deflection in the Andean Cordillera. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 98, 329-339.
- Mlynarczyk, M.S.J., Sherlock, R.L. & Williams-Jones, A.E. (2003). San Rafael, Peru: geology and structure of the worlds richest tin lode. *Mineralium Deposita*, 38, 555-567.
- Montoya, M., García, W. & Caldas, J. (1994). Geología de los cuadrángulos de Lomitas, Palpa, Nasca y Puquio. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac.*, 53, 100 p.

- Moore, N.D. & Agar, R.A. (1985). Variations along a batholith: the Arequipa segment of the Coastal batholith of Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 108–118.
- Moulin, N. (1989). *Facies et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central*. Thèse Doct., Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 287 p.
- Mourier, T. (1988). *La transition entre Andes marginales et Andes cordilléennes à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba: 3° à 8° Lat. S, Nord Pérou-Sud Equateur*. Thèse Doct., Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, 275 p.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P. & Farfán, A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 182-192.
- Mukasa, S.B. (1984). *Comparative Pb isotope systematics and zircon U-Pb geochronology for the Coastal, San Nicholas and Cordillera Blanca Batholiths, Peru*. Ph.D Thesis, University of California, Santa Barbara, 362 p.
- Mukasa, S.B. (1986a). Zircon U-Pb ages of superunits in the coastal batholith of Peru: implications for magmatic and tectonic processes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 241-254.
- Mukasa, S.B. (1986b). Common Pb isotope compositions of the Lima, Arequipa and Toquepala segments in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 771-782.
- Mukasa, S.B. & Tilton, G.R. (1985a). Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 203-207.
- Mukasa, S.B. & Tilton, G.R. (1985b). Pb isotope systematics as a guide to crustal involvement in the generation of the Coastal batholith, Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 235–238.
- Mukasa, S.B., Vidal, C., & Ínjoque, J. (1990). Pb isotope bearing on the metallogenesis of sulfide ore deposits in central and southern Peru, *Econ. Geol.*, 85, 1438-1446.
- Muñoz, C., Farfán, C., López, G. & Rosas, S. (2000). Vulcanismo asociado a los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) en el área de Shalipayco, Junín-Perú central. *X Congreso Peruano de Geología*, p. 42. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Myers, J.S. (1974). Cretaceous stratigraphy and structure, Western Andes of Peru between latitudes 10°-10°30'. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58, 474-487.
- Navarro, P. (2007). Características metalogénicas de los yacimientos asociados al Grupo Calipuy en La Libertad y Ancash. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 102, 79-100.
- Noble, D. (2001). Economically Important Geological Constraints on Mineralization Base don Preliminary Isotopic Age Determinations on Rocks at Antapite. Memorando Interno de Compañía de Minas Buenaventura S.A.A.
- Noble, D.C. (2002). Age of mineralization at mina Antapite and Jatun Orcco. Cía. de Minas Buenaventura, Lima, informe interno.
- Noble, D.C. & Vidal, C. (1994). Gold in Peru. *SEG Newsletter*, 17, 6–13.
- Noble, D.C. & McKee, E.H. (1999). The Miocene metallogenic belt of central and northern Peru. In: Skinner, B.J., ed. *Geology and ore deposits of the Central Andes*. Soc. Economic Geologists, Littleton, CO, Special Publication 7, 155-193.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Farrar, E. & Petersen, U. (1974). Episodic Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 213-221.
- Noble, D.C., McKee, E.H. & Mégard, F. (1979a). Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift and volcanic activity, Andes of Central Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 90, 903-907.
- Noble, D., Farrar, E., & Cobbing, E. (1979b). The Nazca group of south-central Peru: age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 80-86.
- Noble, D.C., McKee, E. H., Eyzaguirre, V.R. & Marocco, R. (1984a). Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Peru. *Econ. Geol.*, 79, 172-176.
- Noble, D.C., Vogel, T.A., Peterson, P.S., Landis, G.P., Grant, N.K., Jezek, P.A. & McKee, E.H. (1984b). Rare-element-enriched, S-type ash-flow tuffs containing phenocrysts of muscovite, andalusite, and sillimanite, southeastern Peru. *Geology*, 12, 35-39.
- Noble, D.C., Sébrier, M., Mégard, F. & McKee, E.H. (1985). Demonstration of two pulses of Paleogene

- deformation in the Andes of Peru. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 345-349.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Mourier, T. & Mégard, F. (1990). Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 102, 1105-1113.
- Noble, D.C., McKee, E., Petersen, U., Álvarez, A. & Yupanqui, M. (1995). The cobriza copper skarn deposit, central Peru: Permian age, radiogenic lead isotope composition and association with two-mica granite. In: *Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides*, 239-242.
- Noble, D.C., Park-Li, B., Henderson, W.B. & Vidal, C. (1997). Hypogene oxidation and late deposition of precious metals in the Pierina high-sulfidation deposit and other volcanic and sedimentary rock-hosted gold systems. *IX Congreso Peruano de Geología*, 121-127. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Noble, D.C., Vidal, C., Perelló, J. & Rodríguez, O. (2004). Space-time relationships of some porphyry Cu-Au, epithermal Au, and other magmatic-related mineral deposits in northern Peru. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 313-318.
- Noble, D.C., Ríos, A., Vidal, C., Spell, T.L., Zanetti, K.A., Ángeles, C., Ochoa, J. & Cruz, S. (2005a). Late Cretaceous basalt in the rio Mala valley, central Peru: evidence for extension and mafic magmatism prior to late Cretaceous - Paleocene plutonism and silicic volcanism. In: Arce, J., ed. *Alberto Giesecke Matto, Soc. Geol. Perú, Lima, Vol. Especial 6*, 141-148.
- Noble, D.C., Vidal, C., Ángeles, C., Wise, J.M., Zanetti, K.A. & Spell, T.L. (2005b). Caldera-related ash-flow tuff of Paleocene age in central Peru and its significance for late Cretaceous and Paleocene magmatism, sedimentation and tectonism. In: Arce, J., ed. *Alberto Giesecke Matto, Soc. Geol. Perú, Lima, Vol. Especial 6*, 127-140.
- Noblet, C. (1985). Étude des bassins intramontagneous andins. Analyse sédimentologique des Couches Rouges sud-péruviennes. *Rap. Ined. ORSTOM, Paris*, 50 p.
- Norman, D.I. & Landis, G.P. (1983). Source of mineralizing components in hydrothermal ore fluids as evidenced by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and stable isotope data from the Pasto Bueno Deposits, Peru. *Econ. Geol.*, 78, 451-465.
- Palacios, C., Dietrich, A. & Nelson, E.P. (2004). Geologic setting and characteristics of the volcanic-hosted Explorador quartz-Ag-Au vein system, Selene mining district, Apurímac, southern Peru. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 36, 354.
- Palacios, C., Dietrich, A., Nelson, E.P. & Layer, P.W. (2008). Estilos y control de mineralización en el distrito minero de Selene, Apurímac, Perú. *XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Perelló, J., García, A., Ramos, P., Glover, K., Neyra, C., Muhr, R., Fuster, N. & Caballero, A. (2001). The Magistral porphyry-skarn Cu-Mo deposit, Ancash Peru. *II Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, Inst. Ing. Minas, Lima*, 3 p. CD.
- Perelló, J., Carlotto, V., Zárate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N. & Muhr, R. (2003a). Porphyry-style alteration and mineralization of the Middle Eocene to early Oligocene Andahuaylas-Yauri belt, Cuzco region, Peru. *Econ. Geol.*, 98, 1575-1605.
- Perelló, J., Posso, H., Zárate, A., Neyra, C., Caballero, A. & Stein, H. (2003b). Syntectonic Ag-rich porphyry copper mineralization at Pachagón northern Peru. *X Congreso Geológico Chileno, Concepción*. CD.
- Perelló, J., Neyra, C., Posso, H., Zárate, A., Ramos, P., Caballero, A., Martini R., Fuster, N. & Muhr, R. (2004). Cotabambas: Late Eocene Porphyry Copper-Gold Mineralization Southwest of Cuzco, Peru. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 213-230.
- Petersen, G. (1960). Sobre Condoriquiña y otros depósitos de estaño en el Perú. *Soc. Nac. Minería Petróleo (Peru) Bol.*, 72, 2, 36-44.
- Petersen, U. (1965). Regional geology and major ore deposits of Central Peru. *Econ. Geol.*, 60, 407-476.
- Petersen, U. & Vidal, C.E. (1996). Magmatic and tectonic controls on the nature and distribution of copper deposits in Peru. In: Camus, F., Sillitoe, R.H. & Petersen, R. eds. *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*. Society of Economic Geologists Special Publication, 5, 1-18.
- Petersen, P.S., Noble, D.C., McKee, E.H., & Eyzaguirre, V.R. (1983). A resurgent mineralized caldera in southern Peru. *EOS Transactions American Geophysical Union*, 64, 884.
- Petford, N. & Atherton, M.P. (1992). Granitoid emplacement and deformation along a major crustal

- lineament: the Cordillera Blanca, Peru, *Tectonophysics*, 205, 171-185.
- Pichavant, M., Valencia Herrera, J., Boulmier, S., Briquieu, L., Joron, J. L., Juteau, M., Maria, L., Michard, A., & Sheppard, S. M. F. (1987). The Macusani glasses SE Peru: Evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. *Geochem. Soc. Spec. Pub.* 1, 359-373.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Briquieu, L., Valencia, J. & Clark, A.H. (1988). The Miocene-Pliocene Macusani Volcanics, SE Peru: II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma. *Contr. Mineralogy Petrology*, 100, 325- 338.
- Pinto, R. (2002). Transición de un sistema de alta sulfuración a un sistema porfirítico de alto nivel en Kupfertal, distrito minero de Yanacocha, Cajamarca, Perú.
- Pitcher, W.S. (1978). The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. London*, 135, 157-182.
- Pitcher, W.S. (1985). A multiple and composite batholith. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 93-101.
- Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (1985). A model for the Coastal batholith. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 239-240.
- Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M. & Fontboté, L. (2005). Formation of intra-arc volcanosedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during Late Cretaceous oblique subduction; field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. *Int. J. Earth Sci.*, 94, 231-242.
- Ponzoni, E., (1980). *Metalogénesis del Perú*, Inst. Geol. Min. Met., Lima, 61 p.
- PRODEMİNCA (2000). Depósitos porfídicos y epimesotermales relacionados con intrusiones de la cordillera El Condor. In: Ecuador. Dir. Nac. Geología, British Geological Survey & Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental. Evaluación de distritos mineros del Ecuador, Quito, t. 5. 223 p.
- Quang, C.X., Clark, A.H., Lee, J.K.W. & Guillen, J. (2003). ⁴⁰Ar-³⁹Ar ages of hypogene and supergene mineralization in the Cerro Verde-Santa Rosa porphyry Cu-Mo cluster, Arequipa, Peru. *Econ. Geol.*, 98, 1683-1696.
- Quang, C.X., Clark, A.H. & Lee, J.K.W. (2005).- Response of Supergene processes to Episodic Cenozoic uplift, pediment erosion, and ignimbrite eruption in the porphyry copper province of southern Peru. *Econ.Geol.*, 100, 87-114
- Quiroz, A. (1997). El corredor estructural Chicama-Yanacocha y su importancia en la metalogénesis del norte del Perú. IX Congreso Peruano de Geología, 149-159. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Quispe, J. (2006). Características estructurales e isótopos de plomo de las mineralizaciones auríferas de la Franja Huaytará-Tantará, Huancavelica (Perú). Tesis Maestría. Universidad Politécnica de Madrid, Red DESIR, 88 p.
- Quispe, J., Carlotto, V., Macharé, J. & Chirif, H. (2007). Nuevo mapa metalogénico del Perú. Reporte Interno. , Inst. Geol. Min. Met., Lima, 6 p.
- Quispe, J., Carlotto, V., Acosta, J., Macharé, J., Chirif, H., Rivera, R., Romero, D., Huanacuni, D. & Rodríguez, R. (2008). Mapa metalogénico del Perú 2008: herramienta esencial para las exploraciones mineras. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Ramos, V.A. (2008). The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36, 289-324.
- Ramírez, H. (1978). Proyecto de pre-factibilidad económica de los placeres auríferos del Río Negro - Selva Central. Tesis Grado, Univ. Nac. Mayor De San Marcos, 61 p.
- Redwood, S.D. (2004). Geology and development history of the Antamina copper-zinc skarn deposit, Peru. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. *Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates*, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 259-277.
- Regan, P.F. (1985). The early basic intrusions. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 72-90.
- Reid, C.J. (2001). Stratigraphy and mineralization of the Bongara MVT zinc-lead district, northern Peru. M. Sc. thesis, University of Toronto, Toronto, 179 p.
- Reyes, L. & Caldas, J. (1987). Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. *Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac.*, 39, 83 p.
- Ríos, A. (2004). Estudio del metalotecto Lancones y su potencial por yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS) - (Piura-Perú). Tesis Doct., Univ.

- Politécnica de Madrid, 224 p.
- Rivera, F. (2007). Caracterización genética y potencial económico del sistema pórfido de Cu-Mo Puquio. Tesis Grado, Univ. Nac. Mayor de San Marcos, 119 p.
- Rivera, M., Monge, R., Navarro, P. (2005). Nuevos datos sobre el volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) en el norte del Perú: departamentos de La Libertad y Ancash. Bol. Soc. Geol. Perú, 99, 7-21.
- Rodríguez, R. (2008). El sistema de fallas Chonta y sus implicancias metalogénicas entre 12°15' S y 13°30' S (Huancavelica-Perú). Tesis Maestría, Universidad Politécnica de Madrid, Red DESIR, 116 p.
- Rodríguez, R. & Carlotto, V. (2008). El sistema de fallas Chonta: morfología, cinemática y distribución de yacimientos de minerales XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Romero, D. (2007). La cuenca Cretácico superior-Paleoceno del Perú central: un metalotecto para la exploración de SMV, Ejemplo mina María Teresa. Tesis de maestría Programa ALFA, 100 p.
- Romero, D., Sánchez, A., Martínez, W., Torres, V., Cruz, M., Ramos, B. & Navarro, P. (2004). Interpretaciones preliminares de la paleogeografía y geodinámica durante el Albiano inferior en el centro del Perú: la Formación Chayllacatana. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 517-520. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Romero, D., Quispe, J., Carlotto, V. & Tassinari, C. (2008). Los depósitos de la cuenca Maastrichtiano-Daniano: relación con los yacimientos tipo SMV; Perú central. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Romeuf, N. (1994). Volcanisme jurassique et metamorphisme en Equateur au Pérou: caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et géochimiques - implications géodynamiques. Thèse Doct. Univ. de Droit, d'Economie et Sciences d'Aix-Marseille, 487 p.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Carlier, G., Soler, P., Bonhomme, M., Elmi, S. & Salas, G. (1993). Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of the southern coastal Perú. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, extended abstracts, 437-440.
- Romeuf, N., Munch, P., Soler, P., Jaillard, E., Pik, R. & Aguirre, L. (1997). Mise en évidence de deux lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone subandine équatorienne. C. R. Acad. Sciences, Paris, Ser. II. A, 324, 361-368.
- Rosas, S. (1994). Facies, diagenetic evolution, and sequence analysis along a SW-NE profile in the southern Pucara basin (Upper Triassic-Lower Jurassic), central Peru. Doct. Thesis Ruprecht-Karls Universität, Heidelberger Geowiss Abh, 80, 347 p.
- Rosas, S. & Fontboté, L. (1995). Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. In: Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 279-309.
- Rosas, S., Fontboté, L. & Morche, W. (1997). Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior, Perú central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mítu (Pérmico superior-Triásico). IX Congreso Peruano de Geología, 393-396. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Rosas, S., Fontboté, L. & Tankard, A.J. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará basin, central Peru. J. South Am. Earth Sci., 24, 1-24.
- Ruiz, G.M.H. (2002). Exhumation of the northern Sub-Andean Zone of Ecuador and its source region: a combined thermochronological and heavy mineral approach. Thèse Doct., Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, 260 p. <http://e-collection.ethbib.ethz.ch/view/eth:26221>
- Sabastizágal, E. & Meza, J. (2008). Control estructural de la falla 1 como responsable de la mineralización en las vetas epitermales de la mina Paula, Arequipa-Peru. Sociedad Geológica del Perú, XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 5 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Salazar, J.C. (2008). Epithermal gold-telluride mineralization in the Chipmo deposit, Orcopampa district, Arequipa, Peru. M.Sc. thesis, University of Western Australia, 105 p.
- Salazar, H. & Landa, C. (1993). Geología de los Cuadrángulos de Mala, Lunahuana, Tupe, Conayca, Tantará y Castrovirreyna. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 44, 97 p.
- Salazar, J.C., Mayta, O. & Gamarra, L. (2003). Mineralización de oro en la veta Nazareno. 26 Convención Ing. Minas Perú, Arequipa. Edit. Inst. Ing. Minas Perú. CD.
- Sánchez, A. (1982). Edades Rb-Sr en los segmentos Arequipa-Toquepala del batolito de la costa del Perú. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas, t. 3, 487-504. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.
- Sánchez, W. (1983). Edades K-Ar en rocas intrusivas del

- área de Ilo, dpto. de Moquegua. Bol. Soc. Geol. Perú, 71, 183-191.
- Sánchez, A., Molina, O. & Gutiérrez, A. (1995). Geología de los cuadrángulos de Chimbote, Casma y Culebra. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 59, 263 p.
- Satchwell, P.C. (1983). Geología de la mina Cuajone. Bol. Soc. Geol. Perú, 72, 127-146.
- Schreiber, D.W. (1989). Zur genese von Goldquarzgängen der Pataz-Region im Rahmen der geologischen Entwicklung der Ostkordillere Nordperus (unter besonderer Berücksichtigung der Distrikte Parcoy, La Lima und Buldibuyo). Doct. Thesis Ruprecht-Karls Universität, Heidelberger Geowiss Abh, 29, 235 p.
- Schwartz, D.P. (1988). Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca fault zone, northern Peruvian Andes. J. Geophys. Res., 93, 4712-4730.
- Scotese, C.R. (1991). Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87, 493-501.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M. & Soulas, J.P. (1988). Tectonics and uplift in central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. Géodynamique, 3, 85-106.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S. & Jiménez, N. (2002). Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia and its bearing on Andean-age tectonics, Tectonophysics, 345, 153-181.
- Soler P. (1991a). Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives - pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme crétacé a Pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou Central - Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse Doct., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 846 p.
- Soler P. (1991b). El volcanismo Casma del Perú Central: cuenca marginal abortada o simple arco volcanico?: VII Congreso Peruano de Geología, Lima, Volumen de Resúmenes Expandidos, Sociedad Geológica de Perú, 659-663.
- Soler, P. & Bonhomme, M. (1988). Oligocene magmatic and associated mineralization in the polymetallic belt of central Peru. Econ. Geol., 83, 657-663.
- Soler, P. & Bonhomme, M.G. (1990). Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. In: Kay, S.M. & Rapela, C.W., eds. Plutonism from Antarctica to Alaska, Geological Society of America Special Paper, 241, 173-192.
- Soler, P., Grandin, G. & Fornari, M. (1986). Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou. Géodynamique, 1, 33-68.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D. & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth Planet. Sci. Lett., 186, p. 57-73.
- Stewart, J.W., Evernden, J.F. & Snelling, N.J. (1974). Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1107-1116.
- Tegart, P., Allen, G. & Carstensen, A. (2000). Regional setting, stratigraphy, alteration and mineralization of the Tambo Grande VMS district, Piura department, northern Peru. In: Sherlock, R.L., Logan, M.A.V. & Browne, R., eds. Volcanogenic massive sulfide deposits of Latin America, Geological Association of Canada, Newfoundland, 375-405.
- Thouret, J.C., Wörner, G., Gunnel, Y., Singer, B., Zhang, X. & Souriot, T. (2007). Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. Earth Planet. Sci. Lett., 263, 151-166.
- Tosdal R. M., Farrar E. & Clark, A. (1981). K-Ar geochronology of the late cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 10, pp. 157-173.
- Tosdal, R.M., Clark, A.H. & Farrar, E. (1984). Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. Geol. Soc. Amer. Bull., 95, 1318-1332.
- Tosdal, R.M., Gibson, P.C. & Noble, D.C. (1995). Metal source for Miocene precious-metal veins of the Orcopampa, Shila, Cailloma and Arcata mining districts, southern Peru, In: Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 311-326
- Valdez, M. (1983). Alteración y mineralización hidrotermal del manto Cobriza- Mina Cobriza. Bol. Soc. Geol. Perú, 72, 111-126.
- Valencia, J. & Arroyo, G. (1985). Consideraciones geoquímicas de los indicios uraníferos de Macusani, Puno (Perú): Uranium deposits in volcanic rocks, Internat. Atomic Energy Agency Symposium, El Paso, Texas, April 2-5, 1985, Proc., p. 275-288.
- Velarde, T. (2006). Geología y estratigrafía de la zona de Chivay-Río Condoroma. Tesis grado, Univ. Nac. San Antonio Abad Cusco, 93 p.

- Velarde, T., Carlier, G., Carlotto, V., Fornari, M., Cerpa, L. & Cardenas, J. (2004). Evidencia estratigráfica de la presencia de dos cuencas cenozoicas en el sur del Perú: implicaciones geodinámicas. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, 549-551. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Velasco, F. (1963). Informe sobre los recursos minerales del Departamento del Cusco. Banco Minero del Perú, 78 p. Lima. Inédito.
- Vicente, J.C. (1989). Early late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. In: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. & Reinemund, J.A., eds. Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston TX, Earth Science Series, 11, 91-117.
- Vidal, C. (1987). Kuroko-type deposits in the middle Cretaceous in the marginal basin of central Peru. *Econ. Geol.*, 82, 1409-1430.
- Vidal C. & Cabos, R. (1983). Zonamiento de las alteraciones y menas hidrotermales en Hualgayoc, Cajamarca. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 71, 117-120.
- Vidal, C. & Noble, D.C. (1994). Yacimientos hidrotermales controlados por magmatismo y estructuras en la region central del Perú. VIII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, 48-52. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Vidal, C. & Ligarda, R. (2004). Enargite-gold deposits at Marcapunta, Colquijirca Mining District, Central Peru: mineralogic and geochemical zoning in subvolcanic limestone-replacement deposits of high-sulfidation epithermal type. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. Andean metallogeny: new discoveries, concepts, and updates, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 231-241.
- Vidal, C., Ínjoque, J., Sidder, G.B. & Mukasa, S.B. (1990). Amphibolitic Cu-Fe skarn deposits in the central coast of Peru. *Econ. Geol.*, 85, 1447-1461.
- Vidal, C., Paredes, J., Macfarlane, A.W. & Tosdal, R.M. (1995). Geología y metalogenia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad. In: Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 351-377.
- Vidal, C., Condori, A., Ochoa, J. & Cruz, S. (2004). Franja aurífera de baja sulfuración de Huancavelica. XII Congreso Peruano de Geología, Resúmenes, p. 746-749. Edit. Soc. Geol. Perú.
- von Braun, E. (1967). Geologie und Lagerstätten im Gebiet von Vilcabamba (S-Perú). *Geol. Jb*, 84, 215-259.
- Wasteneys, H.A., Clark, A.H., Farrar, E. & Langridge, R.J. (1995). Grenvillian granulite facies metamorphism in the Arequipa massif, Perú: a Laurentia-Gondwana link. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 132, 63-73.
- Williams, W.C. (1992). Magmatic and structural controls on mineralization in the Paleocene magmatic arc between 22°40' and 23°45' south latitude, Antofagasta. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson, 182 p.
- Wilson, J.J. (1963). Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 47, 1-34.
- Wilson, P.A. (1975). Potassium-argon age studies in Peru with particular reference to the chronology of emplacement of the coastal batholith. Ph.D. thesis, Univ. Liverpool, 299 p.
- Wilson, D.V. (1985). The deeper structure of the Central Andes and some geophysical constraints. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes; Blackie, Glasgow, 13-18.
- Wilson, J.J. & García, W. (1962). Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. *Com. Carta Geol. Nac.*, Bol. 4, 81 p.
- Wilson, J.J. & Reyes, L. (1964). Geología del cuadrángulo de Pataz. *Com. Carta Geol. Nac.*, Bol. 9, 91 p.
- Wilson, J.J., Reyes, L. & Garayar, J. (1967). Geología de los cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari. *Serv. Geol. Min.*, Bol. 16, 95 p.
- Winter, L.S. (2006). National Instrument 43-101: Achayacu zinc belt project, department of Cusco, Peru. Technical Report. Zincore Metals, Vancouver, 30 p.
- Winter, L.S. (2008). The genesis of 'giant' copper-zinc-gold-silver volcanogenic massive sulphide deposits at Tambogrande, Perú: age, tectonic setting, paleomorphology, litho-geochemistry and radiogenic isotopes. Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 274 p.
- Winter, L.S., Tosdal, R.M., Franklin, J.M. & Mortensen, J. (2002). The tectonic and depositional setting of giant volcanogenic massive sulfide deposits at Tambogrande, northern Peru (abs.). Society of Economic Geologists Global Exploration 2002 Conference, Integrated Methods for Discovery, 150p.
- Winter, L.S., Tosdal, R.M., Franklin, J.M. & Tegart, P. (2004). A reconstructed Cretaceous depositional setting for giant volcanogenic massive sulfide deposits at Tambogrande, northwestern Peru. In: Sillitoe, R.H., Perelló, J. & Vidal, C., eds. Andean metallogeny:

- new discoveries, concepts, and updates, Society of Economic Geologists Special Publication, 11, 319-340.
- Zappettini, E. O., Godeas, M., Seggiaro, R. E., Korzeniewski, L. I.; Rubiolo, D., Miranda A.V, Uribe Zeballos, H., Heuschmidt, B., Rodríguez S.C., Vivallo, S.W., Gardeweg P., Moyra, C. & Mpodozis, M.C. (2001). Mapa metalogénico de la región fronteriza entre Argentina, Bolivia, Chile y Perú (14°S-28°S). Publicación Geológica Multinacional, 2, 222p.
- Zartman, R.E & Cunningham, C.G. (1995). U-Th-Pb zircon dating of the 13.8 Ma dacite volcanic dome at Cerro Rico de Potosí, Bolivia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 133, 227-237.
- Zweng, P.L. & Clark, A.H. (1995). Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper- molybdenum deposit, Moquegua, southeastern Peru. *Arizona Geological Society Digest*, 20, 566-612.