



***Departamento de Ingeniería Geológica***  
**Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas**

**Estudio del Metalotecto Lancones y su Potencial por  
Yacimientos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos (SMV)  
Piura-Perú  
Descripción, Interpretación y Potencial**

**Volumen I**

**Autor**  
**Ingeniero Geólogo: *Alberto Martín Ríos Carranza***

**Director de Tesis**  
**Doctor Ingeniero de Minas: *Ricardo Castroviejo  
Bolibar***

**2004**

**INDICE**  
**(VOLUMEN I)**

DEDICATORIA

RESUMEN

ABSTRACT

**1. INTRODUCCIÓN**

1.1 Planteamiento del Tema

1.2 Objetivos

**2. ESTADO DEL ARTE**

2.1 Antecedentes

2.2 Sulfuros Masivos (SMV)

2.2.1 Generalidades

2.2.2 Ambiente Geológico y Distribución Mundial

2.2.3 Geometría de los Depósitos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos  
(SMV)

2.2.4 Alteraciones Hidrotermales

2.2.5 Clasificaciones

2.2.6 Comentarios Generales

2.3 Geología Regional de la Cuenca Lancones

2.3.1 Generalidades

2.3.2 Marco Tectónico

**3. MATERIALES Y METODOS**

3.1 Geología del Área de Estudio

- 3.1.1 Estratigrafía
- 3.1.2 Rocas Intrusivas
- 3.1.3 Geología Estructural

### 3.2 Hipótesis de Trabajo

### 3.3 Metodología

- 3.3.1 Compilación de la Información
- 3.3.2 Cartografía
- 3.3.3 Proceso Experimental
- 3.3.4 Procesamiento de la Información e Interpretación

## 4. OBSERVACIONES DE CAMPO Y PROCESO EXPERIMENTAL

### 4.1 Estratigrafía

- 4.1.1 Complejo Basal Volcánico (CBV)
- 4.1.2 Complejo Volcánico Sedimentario (CVS)
- 4.1.3 Formación o Evento Lancones

### 4.2 Metalogenia

- 4.2.1 Depósitos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos
- 4.2.2 Depósitos del Tipo Pórfidos Cupríferos
- 4.2.3 Depósitos Epitermales del Tipo Alta y Baja Sulfuración
- 4.2.4 Depósitos Tipo Skarn
- 4.2.5 Depósitos Vetiformes

### 4.3 Litogeoquímica de Rocas Volcánicas

- 4.3.1 Objetivos del Uso de Datos Litogeoquímicos
- 4.3.2 Generalidades
- 4.3.3 Breves Consideraciones Petrogenéticas

4.3.4 Método de Análisis

4.3.5 Muestreo

4.3.6 Tratamiento de los Datos

4.3.7 Diagramas Normalizados de Tierras Raras (REE)

4.3.8 Comentarios Generales e Interpretación de Resultados

4.4 Datos Geofísicos

4.4.1 Gravimetría

4.4.2 Magnetometría

4.4.3 Otras Técnicas

## 5. RESULTADOS, DISCUSIÓN GENERAL E INTERPRETACION

5.1 Análisis Geotectónico

5.2 Estratigrafía

5.3 Evolución de la Cuenca Lancones

5.4 Análisis de Metalotectos

5.4.1 Depósitos Tipo Tambo Grande

5.4.2 Depósitos Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)

5.4.3 Depósitos Magmáticos-Hidrotermales

5.5 Exploración y Posibilidades en la Cuenca Lancones

5.6 Análisis Comparativo de Otras Cuencas Volcano-Sedimentarias Prospectivas  
por Yacimientos SMV en el Perú

5.6.1 Cuenca Huarmey

5.6.2 Cuenca Cañete

5.6.3 Potencial Para Nuevos Descubrimientos de SMV en el Perú

5.6.4 Comparación con la Cuenca Lancones

5.7 Prospección por Yacimientos SMV en el Perú

## 6. CONCLUSIONES

6.1 Cuenca Lancones

6.1.1 Modelo Metalogénico

6.1.2 Aplicación y Exploración

6.2 Aplicación en Otras Cuencas del Perú

## BIBLIOGRAFÍA

## AGRADECIMIENTOS

## **DEDICATORIA**

“Dedico esta Tesis a Dios, al Dr. Jorge Luis Injoque Espinoza, pionero en la prospección de Yacimientos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos en la Cuenca Lancones, fallecido el 22 de Julio de 2003, al Dr. César Enrique Vidal Cobián, a Don Alberto Benavides De La Quintana, Patriarca de la Minería Peruana y de manera muy especial a mis Padres, a quienes debo todos los éxitos logrados”.

## **PENSAMIENTO**

“Cada día, en el desarrollo del presente estudio, he aportado nuevos conocimientos a mí mismo y espero que este compendio de enseñanzas sirva para transmitirlos”

## RESUMEN

La Cuenca Lancones se encuentra ubicada en la región noroccidental del Perú, en el Departamento de Piura y en el borde oriental de la Franja Costanera, su límite oeste lo constituye el Macizo de Amotapes (Paleozoico) y hacia el este la región precordillerana de la Cordillera Occidental de los Andes. Esta cuenca se extiende hacia Ecuador, en donde se la ha denominado Cuenca Celica. El área que comprende la Cuenca Lancones es de 15,000 km<sup>2</sup>, mientras que el área del presente estudio es de 4,250 km<sup>2</sup>.

La Cuenca Lancones posee las características necesarias para ser considerada como el principal objetivo en la prospección por yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos (SMV) en el Perú.

Actualmente el yacimiento de Tambo Grande, situado dentro de la Cuenca Lancones, cuenta con tres depósitos de sulfuros masivos (TG1, TG3 y B5), considerados como yacimientos de clase mundial.

La Cuenca Lancones formaba parte de una estructura de primer orden; un graben extensivo, generador de corteza oceánica de afinidad toleítica, que evolucionó entre el Jurásico medio y el Cretáceo inferior. Este “*rift*” fue producto del régimen tectónico extensivo de dirección noroeste, derivado de la ruptura continental entre Laurasia y Gondwana, la cual se inició en el Jurásico medio.

La estratigrafía de las secuencias volcánicas submarinas está constituida por una formación basal, denominada Complejo Basal Volcánico (CBV), a la cual se

superpone una formación volcano-sedimentaria denominada Complejo Volcánico Sedimentario (CVS). Estas dos formaciones se distinguen, asimismo, como metalotectos diferentes por las diferentes técnicas aplicadas: litogeoquímica, petrografía, mineragrafía, estudios de alteraciones hidrotermales (PIMA) dataciones y tipología de los depósitos de sulfuros masivos (SMV), constituyendo dos unidades o metalotectos en la Cuenca Lancones.

El Complejo Basal Volcánico (CBV), máfico bimodal, pre-Albiano, contiene mineralizaciones tipo Tambo Grande (Cu-Zn), de gran tonelaje, asociadas a domos dacíticos y dentro de un ambiente de “*rift*” oceánico.

El Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), Albiano medio a superior, contiene mineralizaciones tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), de escaso tonelaje hasta la fecha, y asociadas a secuencias félsicas de composición riolítica a dacítica, dentro de un ambiente de arco de islas.

Las rocas del Complejo Basal Volcánico (CBV), en el que se encuentra ubicado el yacimiento polimetálico de Tambo Grande (reservas y leyes en la tabla 8), son de afinidad toleítica y origen mantélico, mientras que las rocas del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) son mayormente transicionales, entre calco-alcalinas y toleíticas.

La metalogenia de la zona está caracterizada por la presencia de:

- 1) Yacimientos e indicios de sulfuros masivos volcanogénicos, asociados al volcanismo submarino dentro del Metalotecto Lancones.
- 2) Indicios de pórfidos cupríferos, que no son económicos a la fecha, asociados a intrusiones ácidas del batolito de la costa.

- 3) Sistemas epitermales auríferos de alta y baja sulfuración, cuyo potencial real es todavía desconocido.
- 4) Pequeños skarns de magnetita, asociados a los contactos con calizas de algunos gabros y dioritas del batolito.
- 5) Vetas polimetálicas de Cu-Ag-Zn-Pb-pirita-cuarzo-baritina.

Finalmente, existe prospectividad por depósitos de sulfuros masivos (SMV) tanto en el CBV (tipo Tambo Grande) como en el CVS (tipo Zn-Pb-Cu). Así mismo hay potencial en otras cuencas similares en el Perú, para las que la Cuenca Lancones puede proporcionar un modelo de exploración.

Es importante destacar el uso de métodos indirectos (geofísicos) para la prospección por SMV así como los estudios de PIMA para definir alteraciones hidrotermales.

## ABSTRACT

The Lancones basin is located on the north west coastal belt area of Peru, in the Department of Piura. It is bordered to the west by the Palaeozoic Amotapes coastal massif and to the east by the Western Andes pre-mountain range region. This basin extends to Ecuador, where it is called Celica basin. The area covered by the Lancones basin is 15,000 km<sup>2</sup>, while the area covered in this study is 4,250 km<sup>2</sup>.

The Lancones basin contains arc-related felsic and mafic volcanic rocks, which make it an excellent target for exploration for volcanogenic massive sulphide (VMS) deposits in Peru. Presently the Lancones basin hosts the Tambogrande VMS group of deposits, which constitute the most advanced VMS project in Peru. This group consists of three world-class massive sulphide deposits TG1, TG3 and B5.

The Lancones basin is part of a first-order extensive *rift*, in which tholeiitic oceanic-arc crust was generated. This extensional basin developed between the late Jurassic and the early Cretaceous period. The breakup of Laurasia and Gondwana, which began in the middle Jurassic, resulted in the north-west movement of what is presently the South American continent. The *rift* formed along a subduction zone on the western side of this continent.

The stratigraphy of the submarine volcanic sequences is composed of a basal formation, the Basal Volcanic Complex or CBV, which is disconformably overlain by a volcano-sedimentary formation, the Volcanic Sedimentary Complex or CVS. These

two formations contain two distinct metallogenic suites within the Lacones basin. Each is distinguished by specific lithochemical, petrographic and mineral attributes, age determinations and specific VMS types.

The pre-Albian mafic bimodal CBV contains high grade, large tonnage Cu-Zn VMS deposits (Tambogrande type) associated to dacitic domes formed in second – or third-order extensional basins. The middle to later Albian CVS, contains low tonnage Zn-Pb-Cu VMS mineralization (Kuroko type). These are associated with felsic sequences of rhyolitic to dacitic composition, associated with a felsic-dominated arc setting. The rocks of the CBV, which contain the polymetallic Tambogrande (reserves and grades on the table 8) deposits, are tholeiitic. The rocks of CVS are mainly transitional between calc-alkaline and tholeiitic.

The metallogeny of the CVS zone is characterized by:

- 1) Volcanogenic massive sulphide deposits associated with submarine felsic pyroclastic volcanism in the Lancones Metallotec.
- 2) Uneconomic copper porphyry occurrences associated with felsic intrusions of the coastal batholith.
- 3) High sulfidation and low sulfidation epithermal gold systems, whose economic potential remains unknown.
- 4) Small magnetite skarns, usually associated with contacts between limestone and gabbro-diorite batholiths.
- 5) Polymetallic Cu-Ag-Zn-Pb-Py-Qz-Ba veins.

There is excellent potential for discovering additional volcanogenic massive sulphide deposits in the CBV (Tambogrande type) as well as in the CVS (Kuroko type). Moreover there is an undeveloped potential in other similar basins in Peru, for which the Lancones basin can provide an exploration model.

It is important to emphasize the use of indirect methods (geophysical) in the exploration for VMS, in the same way that the PIMA studies do so in the definition of hydrothermal alterations.

## 1 INTRODUCCIÓN

Los yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos sirven como fuente de cobre, zinc, plomo, oro, plata, hierro y manganeso. Ocasionalmente níquel, bismuto, arsénico, cadmio, selenio y telurio. En algunos depósitos se explota baritina, yeso y se extrae ácido sulfúrico. Son generados por la actividad hidrotermal exhalativa relacionada con procesos de erupción volcánica en ambientes submarinos (Fig. 15). Actualmente se conocen más de 1,000 depósitos distribuidos ampliamente en el espacio y tiempo, desde el Arcaico al Terciario (Tabla 11), así como existen los que se siguen formando en la actualidad, en dorsales y cuencas oceánicas. Las principales manifestaciones se encuentran en Canadá, Estados Unidos, Península Ibérica, Península Escandinava, Australia, Rusia, Japón, Chipre y Perú, entre otros (Fig. 20).

Existen recursos minerales muy importantes en las zonas profundas del mar, pero éstos no se explotan aún por razones tecnológicas, económicas, ecológicas y políticas (Siegel, F. 1992).

A principios de la década de 1960 surgió la tesis de la posibilidad que hubiera actividad hidrotermal en las dorsales oceánicas y los datos indirectos que se acumularon en los años subsiguientes confirmaron que esta actividad era real y extensa.

En 1977, se observó la actividad de las aguas termales desde el sumergible Alvin a profundidades hasta 3 km, a aproximadamente 320 km al noroeste de las islas Galápagos. En 1978 se descubrió el segundo sistema hidrotermal activo en la dorsal

centro-oceánica ubicada frente a Baja California, México, a la latitud de 21°N (Waldrop, 1980b; Speiss, 1980 y Bischoff, 1980).

Depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos han sido explotados en el Perú, durante los últimos 50 años, mayormente beneficiando cobre, plomo, zinc y baritina. Hacia 1948 la baritina recobró valor al ser usada por las perforaciones de la industria petrolera.

Durante la década de 1950 y como consecuencia de la intensa exploración petrolera, fueron descubiertos muchos depósitos de baritina. Los hallazgos en las áreas de Piura y Lima tuvieron especial resonancia debido a su estratégica situación geográfica, cercanas a los campos petrolíferos de Talara y al puerto del Callao, respectivamente (Vidal, C. 1987).

El cobre de los depósitos de sulfuros masivos se comenzó a producir desde 1960 y el zinc desde 1980. Los sulfuros masivos representan el 5% de Zn, 3% de Cu y 2% de Pb de la producción del Perú (Cardozo, M. 1996). Los estudios de los yacimientos de sulfuros masivos tuvieron su apogeo entre los años 1980 y 1990 (Vidal, C. 1980; Cardozo, M. 1983 y Chacón, N. 1988). Luego el interés declinó bruscamente.

La exploración de recursos geológicos ha alcanzado en la actualidad una etapa de madurez científica y técnica que le permite ocupar un lugar propio en el campo de la investigación y desarrollo. La acumulación de experiencias y avances tecnológicos de las últimas décadas hace que en investigación minera se aplique cada vez más la

metodología científica. Por otro lado mencionaremos que debido a la renovada expectativa por las exploraciones por este tipo de yacimientos, tanto por compañías peruanas como extranjeras, se ha logrado un mayor desarrollo en los conocimientos sobre estos depósitos.

El presente estudio tiene como objetivo entender la evolución de la Cuenca Lancones y sus estilos de mineralización y, como consecuencia de ello, establecer una metodología de exploración en la búsqueda de yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos en la Cuenca Lancones y en otras cuencas volcano-sedimentarias del Perú.

La Cuenca Lancones se encuentra ubicada en la región noroccidental del Perú, en el Departamento de Piura y en el borde oriental de la Franja Costanera, en la región pre-cordillerana de la Cordillera Occidental de los Andes. Esta cuenca se extiende hacia Ecuador en donde se la ha denominado Cuenca Celica (Fig. 1).

En el área de estudio existen escasos afloramientos rocosos y la topografía es relativamente suave (Foto 4), con altitudes que se encuentran entre los 100 y 500 metros sobre el nivel del mar.

La principal actividad económica de la región es la agricultura, siendo los principales centros poblados los distritos de Las Lomas y Tambo Grande, este último se localiza aproximadamente a 100 km al este del puerto de Paita, en las costas peruanas del pacífico.

El acceso se realiza, de manera óptima, mediante carreteras asfaltadas y vías secundarias de penetración (Mapa 1).

El clima de la zona es seco, con temperaturas altas, siendo la temperatura media anual de 24° C.

La Cuenca Lancones posee las características necesarias para ser considerada como el principal objetivo en la prospección de yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos en el Perú, por ello es materia del presente estudio. Es importante destacar que para la realización del presente trabajo se seleccionó un área de 76 km de largo por 56 km de ancho (Fig. 1), donde se ha reconocido la mayor actividad hidrotermal exhalativa de la cuenca y por ende, donde las compañías mineras han incidido en sus exploraciones con muy buenos resultados. Es importante mencionar que tal procedimiento bien pudiera ser usado como parámetro de comparación para realizar prospecciones en otras cuencas del Perú.

### **1.1 Planteamiento del Tema**

El tema de la presente tesis: “Estudio del Metalotecto Lancones y su Potencial por Yacimientos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos (SMV). Piura – Perú. Descripción, Interpretación y Potencial”, se seleccionó debido al interés de Cía. de Minas Buenaventura (auspiciadora del Estudio) por entender las características metalogénicas de la Cuenca Lancones, debido al éxito logrado por la empresa canadiense, Manhattan Minerals Corporation, al descubrir dos depósitos de sulfuros masivos de clase mundial (TG3 y B5) en menos de 3 años de intensas campañas de

exploración. Por ello el presente estudio está orientado a diseñar estrategias de exploración tanto en la Cuenca Lancones como en otras cuencas similares en el Perú.

Durante los últimos años, la zona fue estudiada debido a su prospectividad por sulfuros masivos volcanogénicos (SMV), sin embargo se han encontrado diferentes estilos de mineralización, por lo cual se considera a la Cuenca Lancones como un metalotecto, denominado “Metalotecto Lancones”. Es importante añadir que no debe existir confusión alguna con la formación de carácter volcánica denominada Formación Lancones.

## **1.2 Objetivos**

El estudio tiene como objetivo el entendimiento de la evolución de la Cuenca Lancones y de los diferentes tipos de yacimientos minerales encontrados en ella, y la aplicación de este conocimiento para diseñar estrategias de exploración en este metalotecto y en cuencas similares en el Perú.

## 2 ESTADO DEL ARTE

En este capítulo vamos a describir los conocimientos sobre la Cuenca Lancones antes del desarrollo del presente estudio y, a la vez, daremos un marco teórico referencial sobre lo que se conoce a la fecha sobre los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) para poder comparar, luego, con lo que se conoce de la cuenca.

### 2.1 Antecedentes

En la Cuenca Lancones no hay trabajos mineros significativos, salvo la extracción de baritina en vetas y mantos (Foto 9) que se ha desarrollado en toda la región a escala muy pequeña: Cerro Colorado, Papayo, Silverios, Tomapampa, etc. (Martínez, J.C. y Serrano M. 1997).

Sin embargo en la región está el recurso minero de Tambo Grande, perforado en 1979-80 por el BRGM (“*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*”) francés y llevado hasta la etapa de prefactibilidad. En la actualidad la compañía minera “*Manhattan Minerals Corporation*” está tramitando con el Estado y la población la puesta en marcha de este proyecto, debido a que el depósito TG1 se encuentra debajo del pueblo (Foto 4).

El proyecto de prospección regional Lancones se inicia en 1992, cuando la Compañía de Minas Buenaventura inicia exploraciones en la costa norte del Perú, con la finalidad de encontrar depósitos similares a Tambo Grande y aprovechando los vientos de cambio que se dan en la minería peruana.

En 1996 Buenaventura y “*North*” Compañía Minera acordaron firmar un convenio de riesgo compartido para explorar el área del proyecto Lancones en “*Joint Venture*”.

A partir de entonces Buenaventura empieza a tener presencia en el norte, iniciando las actividades prospectivas; primero revisando la información del INGEMMET (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú) y luego realizando trabajos de cartografía geológica y toma de muestras, los que paulatinamente se hacen más avanzados, hasta que en 1995 se realiza el primer sondeo en el indicio Cerro Colorado (Foto 9). De ahí en adelante, se explorarían los indicios Cerro Colorado, La Copa y Papayo, continuando la exploración en 1998 con los indicios de Potrobayo y Tomapampa (Mapa 3).

En el año 2001 Buenaventura conforma un “*Joint Venture*” con BHPBilliton, donde se realiza un vuelo gravimétrico (Falcon, técnica exclusiva de BHPBilliton adquirida a la NASA) y magnetométrico que cubre gran parte del área de la cuenca con mayor actividad hidrotermal exhalativa.

Durante los años de actividad del proyecto se realizaron múltiples campañas de sondeos diamantinos y de circulación inversa, así como de cartografía geológica a diferentes escalas.

En cuanto a Tambo Grande, la primera noticia que se tuvo del depósito la dio Antonio Raimondi en el siglo antepasado. El habla en sus crónicas del hierro de Tambo Grande que, según parece, era conocido desde mucho tiempo antes. Luego, en 1909, el Ingeniero Venturo, como representante del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, visitó el indicio y escribió el primer informe sobre el mineral de Tambo Grande. Posteriormente se hicieron numerosos informes privados, los que en su mayor

parte no se conocen. En la década del 50, el Ministerio de Fomento y Obras Públicas del Perú se interesó por el área y realizó primero un reconocimiento geológico (Rosenzweig, 1952). En el año 1955 una comisión del Instituto Nacional de Investigaciones y Fomentos Mineros y el “*U.S. Geological Survey*” realizaron un estudio magnetométrico que dio como resultado el descubrimiento de una anomalía magnética al norte de Tambo Grande, la cual presentaba direcciones preferentes de N50°O y EO (Silgado, 1955). En 1960 hicieron un nuevo reconocimiento y estudio metalúrgico del mineral, en primera instancia “*Marcona Mining Corporation*” (Gaysy, 1960) y luego “*Cerro de Pasco Corporation*” (Kobe, 1960). Hacia mediados de los años 60, Tambo Grande era considerado como un yacimiento exclusivamente de hierro (Samamé, M. 1972). En 1977, Hierro Perú y el BRGM (“*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*”) del Estado Francés efectuaron trabajos de prospección geoquímica y luego estudios geofísicos de polarización espontánea en cooperación con el plan de INGEMMET de explorar la faja cuprífera de la costa (Injoque, J. et al. 1979). La primera actividad consistió en un muestreo geoquímico, cuyos resultados indicaron valores anómalos de Pb, Cu, Mo y Bi. Ese mismo año, se llevó a cabo una corta campaña geofísica de polarización espontánea (SP), la cual dio una anomalía bastante reducida (-80 mV) que insinuó la presencia de un cuerpo sulfurado a profundidad.

En 1978, el BRGM emprendió un corto programa de perforación diamantina. El primer sondeo (S1) ubicado hacia el techo de la anomalía SP, con una inclinación al suroeste, confirmó la presencia de un cuerpo pirítico, debajo de una cobertura de 32 m; interceptó 188 metros de pirita masiva donde los 52 últimos metros dieron leyes de

1.38 % de Cu, 2.85% de Zn y 0.6% de Pb. El segundo sondeo, a 225 m al oeste del primero, cortó 30 m de cobertura y atravesó 10 m de pirita con calcosina, con una ley promedio de 5% de Cu (Pouit, G. 1987).

Dichos resultados permitieron que el 3 de octubre de 1979 se firmase un acuerdo de bases entre el BRGM y el Ministerio de Energía y Minas del Perú, para la exploración, desarrollo y explotación de los eventuales yacimientos en el sector de Tambo Grande y en esos términos el BRGM se encargaría del estudio de prefactibilidad.

Los estudios anteriores no habían permitido localizar con precisión el yacimiento, por lo que se efectuaron levantamientos simultáneos de resistividad y polarización inducida, pero solamente el segundo mostró mejores anomalías de resistividad. Seguidamente, fue ejecutado un levantamiento gravimétrico, que sí permitió ubicar adecuadamente los sondeos diamantinos. Dicha gravimetría mostró una anomalía de alrededor de 7 mgal (Pouit, G. 1987).

Se efectuaron 21 sondeos diamantinos, entre el 18 de octubre de 1979 y el 30 de abril de 1980, totalizando 3,146 m. Con estos resultados se contorneó el yacimiento de forma casi elíptica, con el eje mayor de 700 m, con rumbo noroeste-sureste y el menor de 350 m, que visto en sección tiene la forma de una cubeta y cuyo fondo se encuentra a 250 m de profundidad.

“*Manhattan Minerals Corporation*” movilizó una brigada geológica y geotécnica a Piura en febrero de 1999 para volver a obtener registros y muestras de testigos del BRGM en el depósito TG1. Los testigos se habían conservado bastante bien (en

almacenamiento) desde 1981. Las metas del programa eran crear modelos geológicos y estructurales así como determinar concentraciones de oro en las zonas de óxidos (Fotos 5 y 6) y de sulfuros del depósito. Los testigos de la zona de óxidos habían permanecido sin ser cortados y nunca se había obtenido muestras de los mismos en forma sistemática hasta que se ejecutó el programa de Manhattan en 1999.

Manhattan perforó 29,109 metros durante la fase 1 de exploración en Tambo Grande (TG1, TG3, B5 y otras áreas). En total, se ha perforado 28,920 metros en 120 sondeos en el TG1 y el TG3. De ellos BRGM perforó 3,435 metros en 23 sondeos desde 1978 a 1981 (*Manhattan Minerals Corp.*, 1999).

Actualmente Tambo Grande cuenta con cuatro cuerpos de sulfuros masivos cuyas características son las siguientes:

- El depósito de oro (Au) en la zona de óxidos, TG1 con recursos inferidos de 8 millones de toneladas, con leyes de 5.2 g/t de Au y 48 g/t de Ag, 1.3 millones de onzas de Au y 12 millones de onzas de Ag.
- En el depósito de sulfuros TG1 se han cubicado recursos de 64 millones de toneladas con leyes de 1.7% de Cu, 1.4 % de Zn, 0.7 g/t de Au y 31 g/t de Ag.
- En el depósito TG3 se infieren recursos de 110 millones de toneladas, con leyes de 0.7% de Cu, 1% de Zn, 0.7 g/t de Au y 19 g/t de Ag.
- En el depósito B5, el primer sondeo cortó 142 metros de sulfuros masivos, incluyendo una intersección de 23 metros con leyes de 2% de Cu, 3.5% de Zn, 1 g/t de Au y 56 g/t de Ag.

Juntos TG1 y TG3 forman un yacimiento de sulfuros masivos volcanogénicos de “Clase Mundial”. El descubrimiento del depósito B5, 11 km al sur del TG1 y TG3 (Figura 18), muestra que el área de Tambo Grande es un distrito con significativo potencial para más descubrimientos (Cartensen, A. y Córdova, A. 2000).

## **2.2 Sulfuros Masivos (SMV)**

### **2.2.1 Generalidades**

Desde las perspectivas económicas y científicas, los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (SMV), ocupan una posición muy importante dentro de toda la gama de tipos de depósitos minerales.

Económicamente, este estilo de mineralización constituye una gran fuente de recursos de cobre, zinc, plomo plata y oro, además se incluyen sub-productos o co-productos como el estaño, cadmio, antimonio y bismuto.

Desde el punto de vista científico, los problemas de caracterización y génesis de estos depósitos atraen la atención de los geocientíficos, más que otros tipos de depósitos minerales.

Los SMV pertenecen a una larga clase de depósitos de sulfuros masivos concordantes, que incluye los depósitos masivos o semi-masivos formados por la descarga de soluciones hidrotermales en el fondo marino.

Según Gilmour (1976), la gran mayoría de los depósitos de sulfuros masivos se encuentran clasificados dentro de dos grandes sistemas. El primero de ellos está

definido por la geoquímica, mineralogía, textura, ley y tonelaje. El segundo grupo está definido por la litología de la roca de caja. Este segundo grupo a su vez se divide en los depósitos sedimentarios exhalativos, donde se incluyen a los famosos depósitos de Sullivan, Broken Hill (BHP), Mount Isa y Rammelsberg y la otra parte está conformada por los depósitos de afinidad volcánica (SMV), que son materia del presente estudio.

De manera individual algunos depósitos SMV comúnmente contienen de 0.1 a 10 millones de toneladas de mineral combinado Cu+Zn+Pb y con leyes menores del 10% (Sangster, 1972). Mientras que colectivamente los SMV poseen enormes recursos, de manera conservadora, se ha estimado un recurso de  $3.6 \times 10^7$  toneladas de Cu,  $8.6 \times 10^7$  toneladas de Zn,  $2.2 \times 10^7$  toneladas de Pb,  $6.3 \times 10^{10}$  gramos de Ag y  $2.2 \times 10^9$  gramos de Au (Franklin et al. 1981).

En Canadá, durante 1998, los depósitos de SMV beneficiaron el 32.8% del cobre, 29.4% del plomo, 56.3% del zinc, 3.6% del oro y 30.4% de la plata de la producción metálica canadiense (Franklin, 1993).

La Faja Pirítica Ibérica (FPI) es la provincia de SMV más grande del mundo, cuenta con más de 80 depósitos y contiene más de 1,300 millones de toneladas de mineral, sumando las ya extraídas y las reservas. Su actividad minera milenaria ha producido todavía, en los últimos 100 años, cerca de 280 millones de toneladas con unas leyes del orden de 46% de S, 0.7% de Cu, 4% de Pb + Zn, 0.8 g/t de Au y 30 g/t de Ag.

Finalmente se puede mencionar que existe una gran variedad de literatura sobre los SMV. Se deben citar los artículos escritos por Sangster (1972), Hutchinson (1973, 1980), Lambert y Sato (1974), Solomon (1976), Sangster y Scott (1976), Gilmour (1976), Gale (1977), Klau y Large (1980), Finlow-Bates (1980), Franklin et al. (1981), Ohmoto y Skinner (1983), Barrie y Hunnington (1984), Stanton (1986), Lydon (1984, 1988), Franklin (1986, 1993), Vidal (1987), Leistel et al. (1998), Solomon et al. (2000), Pascual et al (2000), Velasco et al (2000), Tornos et al. (2002), Castroviejo et al. (2003) y las sucesivas monografías del IGME de España y del IGM de Portugal. Particular mención para los excelentes resúmenes de Franklin et. al (1981), Franklin (1993) y Lydon (1984, 1988), por su sustancial contribución en la elaboración del presente estudio, al igual que las comunicaciones personales e informes internos elaborados por el Dr. James Franklin, para Cía. de Minas Buenaventura y BHPBilliton.

### **2.2.2 Ambiente Geológico y Distribución Mundial**

Los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos se desarrollan en ambientes geológicos con dominio de rocas volcánicas submarinas (Fig. 15). Comúnmente las rocas hospedantes de los depósitos son de origen directamente volcánico, tales como lavas o rocas piroclásticas, pero también se albergan en rocas de un origen volcánico indirecto, tales como rocas volcanoclásticas, epiclásticas y por último también se presentan en rocas sedimentarias de origen marino sin ninguna afinidad volcánica, tales como lutitas, calizas y muy rara vez areniscas.

En realidad no existe una posición tectónica exclusiva para el desarrollo de los SMV, es muy común que se formen cerca de los márgenes de placas tectónicas (Sillitoe, 1973; Sawkins, 1976). Es de esta manera como los SMV se encuentran en margen de placas divergentes, los cuales pueden generarse en dorsales meso-oceánicas o en cuencas del tipo tras-arco volcánico en fase extensiva (Ejemplo: los depósitos de Chipre y el área de Baie Verte, Newfoundland en Canadá). También se les encuentra en la margen de placas convergentes en arcos de islas o en la margen de los continentes (Ejemplo: Los depósitos Kuroko del Japón y los de la Faja Pirítica Ibérica). Se desarrollan, del mismo modo, en asociación con placas intra-oceánicas (Aggarwal y Nesbitt, 1984) y, por supuesto, en muchos ambientes tectónicos de placas muy enigmáticos, representados por los cinturones de rocas verdes del Arcaico.

Los depósitos polimetálicos de SMV del tipo Kuroko se han formado por la descarga de los sistemas hidrotermales submarinos asociados con estructuras del tipo caldera (Pirjano, 1992).

Barrie y Hannington (1984) presentan un esquema de la localización de los mayores distritos de SMV del mundo, teniendo en cuenta la clasificación por ambiente de formación y la edad de los depósitos (Fig. 20).

Los ambientes de placas tectónicas son diagnosticables a través de los estudios petroquímicos de las rocas ígneas asociadas (ver Capítulo 4). Los depósitos de SMV no están confinados a una petroquímica particular de rocas volcánicas (Klan y Large, 1980), siendo la asociación preferencial de los depósitos con las fases eruptivas de magmas calco-alcalinos (Sangster y Scott, 1976; Solomon, 1976). En muchos casos la

importancia dada a las rocas de afinidad calco-alkalina es muy exagerada, pues se debe a una confusión entre rocas realmente calco-alkalinas y rocas “pseudo calco-alkalinas”, las cuales pueden ser rocas toleíticas con aumento de potasio (K) debido al extenso halo de alteración hidrotermal, asociada comúnmente con los depósitos de SMV. Por este motivo, antes de realizar cualquier proceso con los análisis petroquímicos, es imprescindible hacer un primer examen crítico o “filtro”, para discriminar las muestras de rocas con alteración hidrotermal (ver Capítulo 4, subcapítulo: Litogeoquímica de las Rocas Volcánicas). Los datos geoquímicos son un buen fundamento y proveen de información concerniente sobre los probables ambientes geodinámicos donde se desarrollan los depósitos de SMV.

Los depósitos SMV se desarrollan en cinturones volcánicos de origen submarino, emplazados en una diversa gama de ambientes tectónicos y en el rango de edad entre el Arcaico hasta el presente (Fig. 20). Entre los depósitos del Arcaico y del Proterozoico inferior adquieren una gran importancia los del cinturón de rocas verdes en Canadá, en el Paleozoico inferior el cinturón de Caledonia del Norte en Newfoundland en Canadá; en el Paleozoico superior los de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) que se extienden desde el sur de Portugal hasta el suroeste de España a lo largo de unos 250 km aproximadamente; en el Terciario, los depósitos del cinturón de tobas verdes del Mioceno, en Japón (Tabla 11 y Fig. 20).

La Faja Pirítica Ibérica (FPI), tiene una longitud de 250 km y entre 25 y 70 km de ancho y comprende formaciones geológicas desde el Devónico inferior hasta el

Carbónífero medio; éstas se encuentran cubiertas en algunos sectores por rocas Terciarias y Cuaternarias y por depósitos aluviales (Leistel et al. 1994).

Manifestaciones importantes de mineralización del tipo SMV se han encontrado en los Cinturones de rocas verdes en casi todos los escudos Precámbricos, pero sólo algunos de estos escudos, por ejemplo los canadienses, contienen una gran concentración de depósitos de SMV. Son unos 83 depósitos económicos que pertenecen a los terrenos volcánicos del Arcaico superior (Lydon, 1984).

El volumen y leyes promedio (mediana) de 92 SMV canadienses es de 5.6 millones de ton (1.2 millones de ton), con un contenido de 1.23% (1.01%) de Cu, 3.6% (2.8%) de Zn, 1.46 % (0.97%) de Pb, 2 g/t (0.6 g/t) de Au y 79 g/t (57 g/t) de Ag (Franklin, 1993).

Berrie y Hannington (1984) han elaborado un cuadro que muestra los tonelajes y leyes de los diferentes tipos de depósitos de sulfuros masivos, considerando su edad de formación (Tabla 11)

### **2.2.3 Geometría de los Depósitos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos (SMV)**

El típico modelo de SMV consiste en lentes o niveles concordantes de sulfuros masivos, compuestos por más de 60% de sulfuros (Sangster and Scott, 1976). Estos niveles concordantes con la estratificación yacen discordantemente sobre la zona de “*stockwork o stringer*” compuesta por venillas y/o venas de sulfuros, este tipo de mineralización (“*stockwork*”) se encuentra dentro de la chimenea o “*pipe*” de alteración hidrotermal (Fig. 14).

El contacto superior de los lentes de SMV con la roca de techo es usualmente drástico, mientras que el contacto con la zona del “stringer” es usualmente gradacional.

Lo normal es que los lentes de SMV se encuentren por encima de la zona de “*stockwork*”. La interpretación de esta geometría del depósito es que la zona de “*stockwork*” representa la parte más superficial del sistema hidrotermal submarino y por ende más próxima al fondo marino. Por otro lado, los niveles de SMV representan la acumulación de sulfuros precipitados de las soluciones hidrotermales en el fondo del mar, por encima y alrededor del centro de descarga o “*vent*”.

La morfología de un depósito de SMV, en realidad depende mucho del paleo-relieve en el cual se depositó (Fig. 16), pero la tendencia a ser tabular es de alguna forma generalizada.

La mineralización más común de los SMV está dada por pirita, pirrotita, calcopirita, esfalerita, galena y en algunos casos sulfosales y bornita. Los minerales más comunes y que no son sulfuros, incluyen magnetita, hematita y casiterita. La ganga asociada a los sulfuros, condicionada por las alteraciones hidrotermales, esta típicamente representada por cuarzo, clorita, sericita, baritina, yeso y carbonatos (Fig 7).

La paragénesis de los depósitos de SMV y de la zona de “*stockwork*” de la Faja Pirítica Ibérica son muy similares, está constituida por pirita, esfalerita, galena y calcopirita, como accesorios se presentan cobres grises, casiterita y pirrotita y numerosas trazas de otros minerales incluyendo electrum (Leistel et al. 1994).

Las texturas y estructuras de la mena son muy variables. En los depósitos con bajo grado de metamorfismo, la mena masiva es usualmente un mosaico de granos finos. El tamaño del grano aumenta habitualmente en la base, sobre la zona de descarga (recristalización) y también, conforme se incrementa al grado de metamorfismo.

En los depósitos de forma cónica, la textura predominante está generalmente brechificada en la parte central de los lentes o mantos de SMV (Fig. 14).

En los SMV desarrollados en rocas clásticas, se presentan estructuras espectaculares de carácter sedimentario hacia la periferia de los lentes o mantos (Foto 13). Las estructuras en capas y láminas son las más típicas que desarrollan los SMV.

Una de las más importantes características de los depósitos de SMV es su evidente zonalidad geoquímica, mineralógica y textural (Fig. 14). La zonalidad más obvia y consistente está dada por el decrecimiento sistemático en la relación calcopirita/(esfalerita + galena), o simplemente en la relación Cu/Zn; cuando nos alejamos de la zona del “*stockwork*” para pasar a los lentes de SMV, propiamente dichos.

Los minerales como pirrotita, magnetita y bornita (si los hubiera), se concentran en la zona del “*stockwork*” o en todo caso, en la parte central y basal de los lentes de SMV, correspondiendo con la zona de alta proporción de Cu/Zn.

La baritina (Foto 6), cuando está presente, se desarrolla con las altas concentraciones de esfalerita y galena, en las zonas apicales de los lentes de SMV. Por otro lado, la pirita está presente en todas las zonas del SMV.

En algunos casos, hacia el techo de los lentes de SMV, se forma un horizonte de pirita o hematita, exhalita silíceo o tufita, el cual se extiende lateralmente saliendo del contorno de los lentes (distales). Este horizonte sedimentario (Fotos 14 y 15), representa la precipitación química de las fases finales de la actividad hidrotermal-exhalativa. En algunos depósitos, existe una asociación espacial de formaciones de hierro (magnetita y hematita), como por ejemplo en los depósitos de Bathurst y New Brunswick, y también se presentan formaciones de jaspilita y óxidos de manganeso, como es el caso de la Faja Pirítica Ibérica (FPI). Este horizonte se presenta en el nivel superior, estratigráficamente hablando, de los horizontes favorables, pero la relación genética con los SMV no es, aún, muy clara (Lydon, 1984).

#### **2.2.4 Alteraciones Hidrotermales**

Dentro y hacia los contornos de la zona de “*stockwork*”, existe generalmente una zona pronunciada tanto en la intensidad como en el tipo de metasomatismo producido en las rocas de caja del SMV por la alteración hidrotermal. El cual está directamente ligado a la abundancia de las venillas y/o venas de sulfuros que contiene la zona de “*stockwork*” (Fig. 7).

La alteración de las chimeneas o “*pipes*” consiste en un núcleo cloritizado, con halos de sericita (Fig.14).

El núcleo clorítico está caracterizado por un mayor contenido de hierro y magnesio y pérdida de calcio, sodio y silicatos.

El potasio tiende a ser negativamente anómalo en la zona clorítica pero existe un enriquecimiento en el entorno sericítico.

Hacia el extremo de esta alteración progresiva es muy común encontrar la asociación mineralógica talco-actinolita, descrita por Roberts y Reardon (1978) en el depósito de Mattagami Lake.

Similares configuraciones de los halos sericíticos en torno a un núcleo clorítico son descritos en otros depósitos del cinturón Abitibi (Lickus, 1965; Sarkison, 1967; Spitz y Darling, 1973, 1975).

En cualquier parte del mundo, el núcleo cloritizado en el centro de la chimenea (“*pipe*”) es la forma más común de alteración hidrotermal (ver Apéndice de PIMA). En muchos depósitos, el núcleo es circundado por un halo enriquecido en potasio, pero el mineral potásico no es necesariamente sericita (Walford y Franklin, 1982; Rui, 1973; Lydon 1984).

La silicificación, por otro lado, es característica de las partes superiores de la chimenea alterada, esto es característica de los depósitos de Kuroko en Japón (Shirozo, 1974; Urabe et al., 1983) y de los SMV de Chipre (Lydon, 1984).

Sílice y cloritas constituyen la ganga predominante en los lentes o mantos de SMV; y se presentan como venillas, venas, matriz cementando los granos de sulfuros o como lentes o mantos.

En los depósitos de Kuroko, Shirozo (1974) e Ijima (1974) distinguen la asociación mineralógica cuarzo-sericita-clorita, inmediatamente por debajo del depósito de SMV y entorno a la zona de “*stockwork*”, y la presencia de arcillas y zeolitas, las cuales continúan en la roca del techo (Fig. 7). Ver apéndice de Estudio de PIMA.

Las alteraciones hidrotermales, como guías de exploración para el hallazgo de depósitos de SMV, tienen una gran importancia. Dichas alteraciones se manifiestan en las secuencias inferiores a los horizontes favorables y tienen una extensión lateral importante, estas pueden ser determinadas con ayuda del PIMA (ver apéndice PIMA). En el área de Mattabi-Sturgeon Lake, el horizonte o nivel epiclástico de la roca de muro posee una anomalía negativa en sodio (Na) y se extiende en un área de 8 km de largo por 1 km de ancho (Franklin et al. 1975). En el área de Snow Lake, la zona de alteración tiene cerca de 2 km de largo y varios cientos de metros de potencia y está representada por estauroлита y clorita en un horizonte de riolitas, reflejando regionalmente una anomalía negativa tanto en sodio (Na) como en magnesio (Mg) y un enriquecimiento en hierro (Walford y Franklin, 1982).

Cada caso es una particularidad, por eso es importante definir las anomalías para poder establecer estrategias de exploración, siguiendo como guías las alteraciones hidrotermales.

### 2.2.5 Clasificaciones

Para la clasificación de los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos, han existido y existen muchas propuestas. La mayoría de ellas ponen mucho énfasis en el ambiente geotectónico de formación de los SMV, en la roca hospedante de los depósitos y en la composición de la mena (Misra, 2000). En nuestro caso vamos a usar la clasificación de Franklin (1993). Franklin determina dos grupos de sulfuros masivos volcanogénicos: (a) Grupo de depósitos de SMV Cu-Zn y (b) Grupo de depósitos de SMV Zn-Pb-Cu. Esta división está determinada por el cociente  $Zn/Zn+Pb$ : cuando el cociente es mayor a 0.9, los depósitos SMV pertenecen al Grupo (a), en el caso de ser menor le corresponde el Grupo (b) (ver Tabla 9).

Esta agrupación, basada en la composición metálica de los SMV, es muy similar a las propuestas anteriormente por Hutchinson (1973) y Solomon (1976). Los depósitos del Grupo Cu-Zn se desarrollan en dos principales ambientes geológicos: (I) Los cinturones de rocas verdes del Arcaico y Proterozoico con predominio de rocas volcánicas máficas y (II) Ambientes de arcos volcánicos y cuencas tras-arco volcánico del Fanerozoico en intercalaciones de secuencias volcánicas máficas y rocas sedimentarias; es también típica de ofiolitas.

Por otro lado los depósitos del Grupo Zn-Pb-Cu post-fanerozoico se desarrollan frecuentemente en relación con ambientes de arcos de islas volcánicos y asociados a volcanismo bimodal, donde las rocas volcánicas félsicas, con o sin asociación sedimentaria, se encuentran en el muro (“*footwall*”) de la mineralización. (ver Foto 16).

Los depósitos del Grupo Cu-Zn se subdividen en cuatro sub-tipos: (i) Tipo Noranda, asociados a secuencias volcánicas máfico-félsicas . (ii) Tipo Matabi, similar a los del Tipo Noranda pero con significativo contenido de plomo (Pb). (iii) Tipo Chipre, asociados a secuencias ofiolíticas. (iv) Tipo Besshi, alojados en rocas sedimentarias pero en ambientes volcánicos.

Los depósitos del Grupo Zn-Pb-Cu son mundialmente conocidos como depósitos tipo Kuroko (Misra, 2000).

Marignac (1992) clasifica a los depósitos de sulfuros masivos en tres grandes grupos:

El primero de ellos determinado por los depósitos de sulfuros masivos ligados a dorsales oceánicas. En segunda instancia incluye a los depósitos de sulfuros masivos relacionados a calderas submarinas, donde se encuentran los yacimientos volcano-sedimentarios (SMV) y por último el grupo formado por los sulfuros masivos del tipo sedimentarios exhalativos (SEDEX).

### **2.2.6 Comentarios Generales**

- Los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos son una de las principales fuente de metales “base” (Cu, Zn y Pb) y están distribuidos en muchas zonas a nivel mundial.
- Los SMV son acumulaciones de sulfuros de carácter sin-volcánico y se desarrollan en ambientes geológicos caracterizados por la presencia de rocas volcánicas submarinas.

- Los SMV no están confinados a un solo ambiente de placas tectónicas, ni a una petroquímica particular, ni a un determinado tiempo geológico.
- Los SMV están asociados contemporáneamente a secuencias de rocas volcánicas máficas y/o félsicas, incluyendo brechas y piroclastos.
- Los depósitos son mayormente piríticos, con contenidos subordinados de calcopirita, esfalerita y galena.
- La alteración hidrotermal característica está determinada por un núcleo clorítico y halos generalmente sericíticos.
- Los SMV, a partir del contenido metálico, se encuentran clasificados en dos grande Grupos: (i) Grupo de SMV de Cu-Zn y (ii) Grupo de SMV de Zn-Pb-Cu.

### **2.3 Geología Regional de la Cuenca Lancones**

Este sub-capítulo ubica la Cuenca Lancones y por ende al área de estudio dentro de una secuencia estratigráfica regional, así mismo cumple con el objetivo de reconocer el marco tectónico en el cual se desarrolló la cuenca.

#### **2.3.1 Generalidades**

El noroeste del Perú está caracterizado por dos principales afloramientos Cretáceos: (1) las series Campano-Maastrichtianas de Paita, discordantes sobre el Paleozoico, y (2) la serie de la Cuenca Lancones de edad Albiano-Maastrichtiano. Estas series Cretáceas están consideradas como series de ante-arco depositadas en cuencas en extensión (Morris y Alemán, 1975; Macharé et al., 1986; Reyes y Caldas, 1987; Mourier, 1988).

Una discordancia de edad Senoniana (Campaniano?) fue reconocida por Olsson (1944), y correlacionada y cartografiada por debajo del “conglomerado Tablones”(e.g. Morris y Alemán, 1975; Palacios, 1994). Según Dickinson W. R. (1974b) la Cuenca Lancones, en el contexto geológico regional y en términos de la teoría de placas tectónicas, se encuentra emplazada como una cuenca de intra-arco, relacionada con un arco magmático de margen continental. La subprovincia metalogénica de la Cuenca Lancones abarca aproximadamente una extensión de 90 km por 50 km (Valdivia, J. y Torres, A. 1995): esta área coincide con la del presente estudio (76 km por 56 km, aproximadamente 4,250 km<sup>2</sup>).

En el noroeste del Perú y hacia el este de la Cuenca Lancones, el magmatismo andino se inició en el Jurásico superior, cerca del borde noroeste de la cuenca occidental peruana, cruzando diagonalmente los Andes actuales del Perú, con la acumulación de coladas andesíticas (Grupo Oyotún, Fig. 12, en la parte peruana y volcánicos Misahualli en Ecuador), que yacen sobre calizas del Jurásico inferior (Formaciones La Leche o Grupo Pucará en el Perú y Formación Santiago en Ecuador). Este magmatismo es ampliamente conocido en los Andes septentrionales (Ecuador y Colombia); produce depósitos de lavas y piroclastos calco-alcalinos y el emplazamiento de granitoides no deformados, que en el Perú no han sido descritos (Caldas, J. y Farfán, C. 1997).

Este volcanismo no continuó en el Cretáceo de la cuenca occidental peruana, siendo reemplazado por una acumulación clástica correspondiente al Grupo Goyllarisquizga, pero en cambio, a fines del Aptiano o principios del Albiano, el magmatismo migró

hacia el oeste, asociado al inicio de un hundimiento tafrogénico que dio lugar al emplazamiento de la Cuenca Lancones sobre terrenos metamórficos pre-mesozoicos, que hasta entonces se habían mantenido como tierra firme.

Marginalmente, la cuenca estuvo limitada por bloques hórsticos, con rocas del Precámbrico-Paleozoico: pertenecientes al “terreno Illescas-Amotapes-Tahuín” y al “terreno Olmos-Loja” (Fig. 1).

Es de destacar que la Cuenca Lancones se encuentra emplazada en la zona de cambio entre los Andes centrales, de rumbo general NO-SE y los Andes septentrionales de tendencia NNE-SSO, constituyendo la nariz de una mega-estructura continental este-oeste, conocida como deflexión de Huancabamba (Fig. 22).

La serie de Lancones es conocida en los alrededores del Macizo de Amotapes (Morris y Alemán, 1975; Reyes y Caldas, 1987), en la base de la Cuenca Talara (González, 1976; Séranne, 1987) y en el suroeste de Ecuador (Cuenca de Celica, Bristow y Hoffstetter, 1977; Jaillard et al., 1996b). Se considera generalmente que las facies mayormente sedimentarias de la parte oeste de la Cuenca Lancones constituyen la cobertura del Macizo de Amotapes (Fig. 1), y que pasan lateralmente al este de la cuenca a rocas volcánicas masivas con escasas intercalaciones sedimentarias (Reyes, L. y Caldas, J. 1987).

Describimos a continuación tres secciones (Según Jaillard et al. 1998) de la Cuenca Lancones-Celica en Perú y Ecuador (Fig. 2).

## **Oeste de la Cuenca Lancones-Celica**

### ***Transgresión Albiana y Grupo Copa Sombrero***

En el Perú, esta serie descansa sobre el Paleozoico del Macizo de Amotapes y está relativamente bien reconocida. Se distinguen conglomerados transgresivos (Formación Gigantal) que descansan en discordancia sobre el Paleozoico del Macizo de Amotapes y están recubiertos por calizas de plataforma correspondientes a la Formación Pananga del Albiano inferior y por calizas negras laminadas, de medio reductor, de la Formación Muerto, del Albiano medio a superior temprano. Esta sucesión expresa una importante transgresión marina de edad Albiana.

La serie continúa con el Grupo Copa Sombrero, conformado de abajo hacia arriba por lutitas y turbiditas finas de la Formación Huasimal, del Albiano superior-Cenomaniano temprano, prosiguen potentes turbiditas gruesas de grauvacas arenosas de la Formación Jahuay Negro, del Cenomaniano, y una intercalación de lutitas y turbiditas medianas de la Formación Encuentros, del Cenomaniano-Turoniano. Esta sucesión ha sido interpretada como depósitos de cono turbidítico mediano a distal, con predominio de paleocorrientes hacia el noroeste (Morris y Alemán, 1975; Chávez y Nuñez del Prado, 1991).

Los fósiles del Grupo Copa Sombrero corresponden a ammonites, *Barroisiceras haberfelleneri* (Petersen, 1949) y *Barroisiceras sp.* (Reyes y Vergara,

1987) y foraminíferos planctónicos Senonianos (Weiss, 1955), que sugieren una edad Coniaciana, quizá Santoniana para el techo del Grupo Copa Sombrero.

En Ecuador, según Jaillard et al. 1998, la sucesión empieza localmente por grauvacas turbidíticas discordantes no datadas, siguiendo areniscas, conglomerados cuarzosos no datados, calizas claras, y calizas negras anóxicas del Albiano medio a superior, correspondientes a la Formación Puyango. El amonite *Epicheloniceras sp.*, del Aptiano superior, podría provenir de la parte inferior de estos niveles transgresivos.

La serie occidental de la Cuenca Celica (Fig. 2), que es como se denomina a la Cuenca Lancones en Ecuador, continúa con una potente serie de lutitas negras y turbiditas, localmente con bancos o nódulos calcáreos, de medio no muy profundo. Sólo ammonites e inocerámidos mal preservados han sido encontrados, entre los cuales *Oxytropidoceras sp.* indican el Albiano medio a superior. La serie parece terminar con aproximadamente 100 metros de conglomerados masivos no datados con abundantes clastos de cuarzo, granito y rocas metamórficas, que afloran también en Perú al sur de Cazaderos.

El paso de los depósitos de plataforma del Albiano a las turbiditas del Albiano superior y Cretáceo superior temprano (Grupo Copa Sombrero) traduce la creación tectónica de una cuenca subsidente e inestable durante el Albiano superior (Jaillard, E. et al. 1998).

***Serie discordante (Campaniano-Maastrichtiano)***

Conglomerados calcáreos. En la zona del río Tumbes-Puyango (Ecuador y Perú), aflora un delgado banco de calizas conglomerádicas con fauna y plantas de medio litoral, que parece constituir localmente la base de la serie superior discordante. En Ecuador, este banco puede descansar sobre las calizas Albianas (Puyango) o sobre el Grupo Copa Sombrero (norte de Cazaderos). No se encontraron fósiles dentro de las calizas, pero sí ammonites caídos, encontrados al pie de los afloramientos de la zona de Puyango, los cuales fueron determinados como *Texanitinae* del Santoniano-Maastrichtiano, y *Pachydiscidae (Menuites sp.)* del Campaniano. En Puyango, estas calizas detríticas son muy similares a los depósitos transgresivos Campanianos de la base de la Formación La Mesa, con los cuales pueden ser correlacionados.

***Lutitas negras***

En el Perú, la serie discordante empieza con lutitas negras con nódulos de caliza negra, intercalaciones de turbiditas de grano mediano a fino y abundantes diques clásticos. Estas lutitas (Formación Pazul) fueron atribuidas al Maastrichtiano-Paleoceno (Reyes, L. y Caldas, J. 1987).

En la Formación Pazul de la región de Monte Grande, se encontró el ammonite *Exiteloceras sp.* del Campaniano (Jaillard, E. et al. 1996b), mientras que en el área de El Angolo, la asociación de los inocerámidos *Inoceramus aff. goldfussianus*, *Plantyceramus sp.* y *Trochoceramus sp.* indica el Campaniano superior, concluyendo que la Formación Pazul corresponde al Campaniano superior.

En Ecuador, las lutitas equivalentes (Formación Cazaderos) contienen escasos radiolarios, entre los cuales *Dictyomitra multicosata* indica el Campaniano-Maastrichtiano, algunos ammonites, como *Diplomoceras sp.*, *Exiteloceras sp.*, *Pachydiscidae ind.* que indican el Campaniano superior, y escasos inocerámidos identificados como el *Platyceramus sp.* La asociación de esta fauna asegura una edad Campaniano superior para parte de la Formación Cazaderos.

### ***Conglomerados gruesos***

En el Perú, en las zonas de Monte Grande, Pazul y El Angolo, la Formación Pazul pasa rápidamente hacia arriba a areniscas de medio playero, y a potentes conglomerados gruesos con cantos de cuarzo y rocas metamórficas, que afloran ampliamente al sur de Monte Grande y en los Cerros Tablones. Estos conglomerados (Formación Monte Grande; Iddings y Olsson, 1928) fueron depositados mayormente en ambiente continental, pero muy cerca al mar, ya que contienen intercalaciones de areniscas de playa con troncos silicificados.

Por los ammonites que contiene (*Helicoceras sp.*, Olsson, 1934), la Formación Monte Grande fue datada dentro del Maastrichtiano. En la base de estos conglomerados se encontró un ammonite indeterminado que excluye una edad Terciaria (Jaillard, E. et al. 1996).

La Formación Monte Grande está recubierta en discordancia por otros conglomerados con nítido predominio de cantos provenientes de rocas magmáticas básicas. Estos conglomerados corresponden a la Formación Mogollón o Basal Salinas,

según algunas perforaciones petrolíferas existentes en la zona, y están datadas en el intervalo Paleoceno terminal a Eoceno inferior.

En Ecuador, los conglomerados superiores (Maastrichtiano y Paleógeno) son desconocidos.

### **Eje de la Cuenca Lancones-Celica**

#### ***Serie inferior***

En el Perú, en el eje de la cuenca (norte de Lancones), se observan rocas volcánicas masivas (Volcánico Lancones; Reyes, L. y Caldas, J. 1987), que pasan lateralmente y rápidamente, hacia el norte o el noroeste, a potentes bancos de grauvacas masivas de grano medio a grueso, de origen turbidítico (Fig.2).

En Ecuador, algunas manifestaciones de grauvacas comparables, sin presencia de rocas volcánicas asociadas, afloran en Quillosara y Alamor. Esta serie está interpretada como los depósitos de ante-arco proximales del arco volcánico Albiano ubicado más al este.

Esta serie se encuentra recubierta al noreste por lutitas laminadas negras con delgados bancos de turbiditas volcanoclásticas finas (Formación Carmelo). Esta formación contiene restos de peces, hojas, escasos ammonites indeterminables e inocerámidos del género *Mytiloides sp.* (Cenomaniano superior-Turoniano). Los

especímenes mejor preservados fueron determinados como *Mytiloides aff. transiens* y *Mytiloides cf. Mytiloides* que caracterizan el Turoniano inferior en Brasil (Jaillard, E. et al. 1998). Esta datación permite atribuir los Volcánicos Lancones y la Formación Quillosara al Albiano y Cenomaniano inferior.

### ***Serie superior discordante***

En la zona de Lancones (Perú) y de Zapotillo (Ecuador), las rocas volcánicas y grauvacas están recubiertas directamente y en discordancia por lutitas negras, débilmente metamorfizadas, con intercalaciones de areniscas calcáreas claras de plataforma y delgados bancos turbidíticos de la misma litología (Formación Cazaderos de Ecuador). Estas secuencias se caracterizan por la presencia de numerosos diques clásticos y deslizamientos sin-sedimentarios, localmente abundantes. En el Perú solamente se encontraron inocerámidos grandes no determinables. Según Reyes y Caldas (1987), estos depósitos discordantes de edad Campaniana sellan pequeñas intrusiones de gabros. Las intrusiones serían contemporáneas del gabro deformado de Puerto Eten (zona de Chiclayo), datado del Campaniano basal (82 Ma, K/Ar roca total; Mourier, 1988).

En Ecuador, (zona de Zapotillo) se encontraron escasos ammonites determinados como *Submorticeras* sp. (Campaniano) y abundantes inocerámidos grandes: *Platyceramus aff. cycloides*, *Trochoceramus aff. monticuli* indicarían una edad Campaniano medio a superior. Más al noreste, en una serie turbidítica más gruesa, se encontró *Platyceramus* sp. del Santoniano-Maastrichtiano inferior. Por lo

tanto, estas lutitas son equivalentes a las Formaciones Pazul (Perú) y Cazaderos (Ecuador) de la serie occidental de la Cuenca Lancones-Celica (Jaillard, E. et al. 1998).

### **Este de la Cuenca Lancones-Celica**

#### ***Serie inferior***

En el Perú, hacia el este de Lancones se desarrollan potentes formaciones volcánicas constituidas por el Grupo San Pedro y los Volcánicos Ereo, en dicha secuencia se localiza el yacimiento de Tambo Grande y la Formación La Bocana (Mapa 1). Estas secuencias, mayormente de carácter volcánico, se intercalan con menores proporciones de sedimentos datados del Albiano y Cenomaniano por ammonites (*Mortoniceras cf. Marrecacia*) e inoceramus (*Inoceramus sp.*, *Inoceramus concentricus*, *Inoceramus cf. crippsi*) (Reyes, L. y Caldas, 1987; Injoque et al., 1998).

En Ecuador, se extienden las acumulaciones volcánicas, constituidas por la Formación Celica, donde tienen la composición de un arco volcánico continental (Jaillard, E. et al. 1998). Estas secuencias volcánicas están asociadas con potentes depósitos volcanoclásticos, conglomerados y grauvacas gruesas que corresponden a la Formación Alamor, depositados en las vertientes a al pie mismo del arco. La Formación Alamor se interpreta como un equivalente proximal de las grauvacas de la serie inferior del centro de la Cuenca Lancones-Celica.

Por su contenido fosilífero, y por sus similitudes con el Grupo Casma del Centro del Perú y de la costa nor-peruana (Myers, 1974; 1980), este volcanismo de arco y los

sedimentos asociados pueden ser atribuidos al Albiano medio a superior y probablemente al Cenomaniano inferior.

### ***Serie superior discordante***

En Ecuador, estas rocas volcánicas de arco están cubiertas por una serie sedimentaria discordante, que ha sido descrita en detalle por Jaillard, E. et al. (1996). La serie superior comienza por una transgresión de lutitas, carbonatos y areniscas de plataforma, datadas por ammonites (*Plesiotexanites sp.*, *Submorticeras sp.*), bivalvos, equinoideos y microfauna del Santoniano terminal o más probablemente Campaniano inferior (parte inferior de la Formación Naranjo), lo que implica un hiato estratigráfico del intervalo Cenomaniano-Santoniano (Jaillard, E. et al. 1996). Estos depósitos de medio somero están recubiertos por lutitas de mar abierto datadas por ammonites (*Menuites sp.*, *Exiteloceras sp.*), inocerámidos (*Platyceramus cycloides*) y microfauna del Campaniano superior-Maastrichtiano inferior (parte superior de la Formación Naranjo). La serie superior concluye con lutitas y conglomerados gruesos de medio costero datados del Maastrichtiano por microfauna y bivalvos. La Formación Naranjo superior es correlacionable con las Formaciones La Mesa y Pazul del Perú, mientras que la Formación Casanga parece ser contemporánea de las brechas y conglomerados de las Formaciones La Tortuga y Monte Grande. Estas unidades discordantes no han sido reconocidas en la serie oriental del Perú.

### **2.3.2 Marco Tectónico**

La geodinámica de la Cuenca Lancones en el Jurásico-Cretáceo, involucró procesos tectónicos heterogéneos que la diferencian de la evolución tectónica conocida, para ese período, del margen oeste del continente sudamericano, correspondiente al actual territorio peruano.

Hacia el período Pérmico-Jurásico medio, hace aproximadamente 270-152 Ma, comenzó un gran proceso de oceanización en muchas partes de la corteza terrestre. El magmatismo de expansión, provocó ciclos tectónicos que generaron márgenes continentales activos, y deriva continental, formando la actual disposición de la corteza.

### **Costa Peruana**

Se ha postulado y aceptado para su evolución geodinámica que el flanco occidental de los Andes peruanos estuvo caracterizado, desde el Jurásico, por una actividad de margen continental, consistente en un arco magmático y una cuenca marginal, ambos se formaron en la corteza continental (Atherton et al. 1983.)

Así mismo se supone que el noroeste del Perú y suroeste del Ecuador esta conformado por un mosaico de bloques (Fig. 1), o terrenos alóctonos de diferentes edades, adosados al Cratón Amazónico, ( Feininger, 1987; Megard et al 1987; Mourier et al, 1988; Litherland et al, 1994; Aspden et al, 1995.)

### **La Cuenca Lancones**

Se ha considerado como una cuenca de intra arco, relacionada con un arco magmático de margen continental (Dickinson, 1974), dentro de un bloque alóctono de acreción continental denominado terreno Amotapes-Tahuín (Fig. 1) (Mourier et al 1988; Aspden et al. 1995.) Ubicado precisamente en la terminación axial de la deflexión de Huancabamba, ver figura 22 (Gansser, 1973).

Sin embargo, estas hipótesis encuentran cuestionada su veracidad a la luz de los conocimientos geológicos hoy alcanzados. Por ejemplo, no explican la ausencia de la corteza Paleozoica y Precámbrica en la parte axial de la Cuenca Lancones, ni la existencia de rocas toleíticas de origen mantélico en la misma.

En la Cuenca Lancones (Fig. 1), se reconocen ventanas tectónicas en donde afloran hacia la base, basaltos y gabros toleíticos de la Formación Ereo (+1,000 m) de edad Jurásico medio- Cretáceo inferior (Tegart et al. 2000), recubiertos, en disconformidad, por la Formación La Bocana, de magmatismo calco-alcalino (250 m), de fines del Aptiano-Albiano (Cobbing et al. 1981) hasta fines del Cretáceo (Caldas y Farfán, 1997).

La información gravimétrica muestra valores positivos de anomalías Bouguer de 100 miligales (Feininger, 1987), indicando la presencia de rocas densas a poca profundidad, próximas al Terreno Amotapes Tahuín (Cuenca Lancones), confirmando plenamente las observaciones de campo.

Es importante también considerar, en la Cuenca Lancones, un giro progresivo de cerca de 90° en sentido horario entre el Neocomiano y el Cretáceo superior, confirmado por trabajos de paleomagnetismo (Mourier et al, 1988), que se ajusta a un régimen de cizalla dextral este-oeste observado en el Complejo Metamórfico del Oro (Aspden et al. 1995). Este giro correspondería al cambio de rumbo del flanco norte de la deflexión de Huancabamba (Fig. 22) con respecto al rumbo del flanco sur, señalando así que la cuenca, transitó desde una dirección axial norte-sur hasta una posición noreste.

Previamente la Cuenca Lancones formaba parte, al igual que el terreno Illescas–Olmos, de una estructura de primer orden; un graben extensivo, generador de corteza oceánica que evolucionó hacia el Jurásico medio - Cretáceo inferior. Dicha estructura sería producto de la tectónica extensiva que se generó de la apertura entre Gondwana y Laurasia (Fig. 23), la cual se inició en el Jurásico medio (Tegart et al. 2000). El eje magmático mantélico, debió tener una orientación principal con rumbo norte-sur, ver figura 23 (Vargas, Ch. 2000), pero existieron otras estructuras similares subordinadas dentro del corredor principal, las cuales albergan los depósitos SMV tipo Tambo Grande (Tegart et al, 2000).

La extensión de esta paleoestructura (“*rift*”) no ha sido indicada, pero bien podría ser la extensión de una mega-estructura que viene desde el Caribe (Tegart et al. 2000) y que se puede definir por la coincidencia de los ejes con las zonas sísmicas, no habiéndose señalado previamente incluso la existencia de la misma. Sin embargo, el

segmento que corresponde a la actual Cuenca Lancones presenta los siguientes límites.

Al norte se adosan, en el fallamiento dextral Jubones de tendencia este-oeste, los terrenos (Fig 1): Chaucha Arenillas, Piñón Macuchi, y Piñón.

Considerando los terrenos Amotapes, Tahuín, Palenque, como constituyentes del antiguo margen continental oeste de la estructura extensiva oceánica (Cuenca Lancones), se puede exponer para el bloque Palenque una evolución tectónica separada desde fines del Cretáceo al Terciario inferior ya que colisiona flexurando al segmento Tahuín, aprovechando las fallas dextrales de actual rumbo este-sureste (antiguas transformantes ?).

Hacia el este se encuentra, en fallamiento dextral de rumbo general norte-sur, con el Terreno Loja y con el Macizo de Olmos; antiguos márgenes continentales este.

Hacia el sur se encuentra limitada por el Terreno Illescas Olmos, que cabalga a lo largo de la falla Chulucanas de rumbo general este-sureste.

Algunos autores infieren que la geodinámica Cretáceo-Cenozoica observada obedece a la influencia convergente de las placas de Nazca y, principalmente, de Cocos, que flexionan la Cuenca Lancones en dos fases marcadas: primeramente la rotan desde un rumbo norte-sur hasta un rumbo suroeste-noreste, segmentándola; y posteriormente colisionan sus bloques mediante esfuerzos compresivos envolventes de sentidos nor-noreste y este-sureste.

El volcanismo y magmatismo inducido de margen continental, del Cretáceo medio Cenozoico, obedece también a los procesos tectónicos arriba mencionados, así como la actividad sísmica y orogénica de la actualidad.

El arco de islas que se generó es reconocido al oeste de la ciudad de Las Lomas, alineadas al oeste del eje del “*rift*” y con igual rumbo noreste- suroeste (Mapa 3); según se demuestra en las fotos aéreas, imagen satélite, y en el reconocimiento de campo, no se descarta la posibilidad de manifestación de otros arcos volcánicos al este del antiguo eje (Vargas, Ch. 2000), también se ha planteado la existencia de arcos volcánicos transversales (Injoque et al., 1999), que no pudieron ser reconocidos. La mineralización económica que se genera en este tipo de volcanismo de cuencas someras es principalmente de depósitos SMV, tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko) (Injoque et al, 2000).

Cabe reconocer que, hacia el este y oeste del antiguo eje del “*rift*” de la Cuenca Lancones, son importantes las fases volcano-sedimentarias y sedimentarias, Cretáceo-Cenozoicas, siendo hacia el oeste prospectivas incluso como formaciones petrolíferas.

### **3 MATERIALES Y METODOS**

Este capítulo da conocimiento de los materiales y de la metodología usada para el desarrollo del estudio. Entre los materiales, en primer lugar, tenemos el escenario geológico que describimos en el sub-capítulo denominado Geología del Área de Estudio y las muestras que fueron utilizadas para los diversos análisis (Tablas 1, 2, 3, 4 y 5).

#### **3.1 Geología del Área de Estudio**

Este sub-capítulo describe la litología, petrografía y estratigrafía del área de estudio así como los rasgos estructurales que caracterizan a la zona, siendo el objetivo, predominantemente descriptivo, de los caracteres o rasgos mayores, geológicamente hablando, de la zona en estudio.

Es importante mencionar que la cartografía geológica se llevó a cabo sobre 24 mapas a escala 1/25,000. Para efectos de presentación, se elaboró un mosaico a escala 1/100,000. Este proceso conlleva la omisión de algunos datos relevantes en el mapa geológico, pero se mencionan en el texto.

##### **3.1.1 Estratigrafía**

La estratigrafía de la zona de estudio está constituida por formaciones geológicas Mesozoicas y Cenozoicas, las cuales serán caracterizadas en el desarrollo del presente sub-capítulo (Mapa 1 y secciones geológicas 1A), respetando en lo posible la terminología usada en dicha zona.

## **Cretáceo**

### ***Volcánico Ereo (Ki-er)***

El Volcánico Ereo es la unidad volcánica más antigua depositada en la Cuenca Lancones, cuya base no se observa, pero se asume que yace sobre el basamento Paleozoico o Precámbrico.

Esta unidad reviste capital importancia, debido a que en Tambo Grande constituye la roca de caja donde se ha emplazado el yacimiento de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV), por lo que los trabajos exploratorios para ubicar otros yacimientos de este tipo tienen que partir de esta formación geológica.

En el área de estudio el Volcánico Ereo aflora en el sector sur de la misma, conformando cerros aislados (Mapa 1).

La litología está dominada por coladas de lavas masivas, con ocasionales estructuras de flujo o delgadas capas sedimentarias que permiten definir la posición estructural en los afloramientos examinados. Esporádicamente, se distinguen estructuras autoclásticas en forma de brechas hialoclásticas, con sus característicos litoclastos con bordes de enfriamiento, embebidos en una matriz de microbrecha predominante y lavas almohadilladas de composición basáltica (Foto 1), que atestiguan una acumulación volcánica en ambiente subacuático.

En cuanto a la composición, las lavas exhiben características petrográficas con rango de andesitas gris mesócratas a gris melanócratas y, en segundo término, andesitas basálticas gris oscuras a negras y basaltos oscuros, generalmente mas

frecuentes en las porciones inferiores de la secuencia y en menor proporción, como intervalos alternantes en las partes más altas (Apéndice Petrografía). Ocasionalmente, se presentan domos félsicos de composición dacítica, asociados con los centros exhalativos de los depósitos de sulfuros masivos (Fig. 9) y reconocidos también con perforación diamantina en el yacimiento de Tambo Grande (BRGM, 1980).

Texturalmente, las lavas intermedias o básicas presentan texturas porfirítica, afanítica y afíricas. Las de textura porfirítica contienen fenocristales de plagioclasa de 0.3 a 2 mm de bordes reabsorbidos o cristales tabulares no alterados, así como cristales de ferromagnesianos (anfíboles o piroxenos), generalmente cloritizados o epidotizados, como ocurre en el afloramiento de basaltos y gabros en la Hacienda Curbán (574,500 E; 9'453,500 N) (Mapa 1 y Foto 17), a 2.5 km al sureste de Tambo Grande, que, de acuerdo con los trabajos exploratorios por el BRGM (1980), es el tipo de roca de caja en el yacimiento. Existen también intervalos andesíticos o andesítico-basálticos que exhiben texturas vacuolares vacías, con mayor o menor abundancia y constituyen amígdulas de cuarzo o calcita, a veces conformando pequeñas geodas, como también pequeños núcleos radiales de zeolitas.

El espesor total de la Formación no puede precisarse, por no observarse la base y por la mala calidad de los afloramientos. Se ha estimado un espesor parcial de 1,200 metros. Tampoco en las perforaciones que “Manhattan Mineral Corporation” realizó en las proximidades de Tambo Grande llegó a la base de esta Formación por lo que se estima que supere los 1,000 metros de espesor en general.

**Edad y correlación.-** Debido a la escasa ocurrencia de intercalaciones sedimentarias en esta unidad, no se han logrado identificar restos fósiles que permitan datar la edad de emplazamiento de la misma. Por su posición estratigráfica, se la correlaciona tentativamente con las Formaciones Muerto-Pananga (Al oeste del área de estudio), con ammonites del Albiano inferior (Chalco, 1955), por lo que la edad del Volcánico Ereo quedaría comprendida entre el Aptiano y el Albiano inferior; pero a partir de las nuevas interpretaciones acerca de su origen, podría formar parte del Jurásico. Según Vidal, C. (1987) las secuencias volcano-sedimentarias que constituyen la Cuenca Lancones corresponden a rocas que van desde el Jurásico superior al Cretáceo.

***Grupo San Pedro (Ki-sp)***

Esta denominación la dieron Reyes et al. (1987) en la localidad de San Pedro (fuera del área de estudio), al describir una secuencia carbonatada y jaspilítica que se encontró debajo de una secuencia volcánica Cretácea. Durante los reconocimientos geológicos del presente estudio en la parte oriental del área, se ha encontrado que el grupo se interdigita con el Volcánico Ereo de la sub-cuenca oriental.

Las rocas que conforman esta unidad se encuentran disarmónicamente plegadas y tectónicamente fracturadas en las zonas de interdigitación con el Volcánico Ereo, además de estar pobremente expuestas, lo que no permite reconstruir la verdadera secuencia estratigráfica de esta unidad.

El afloramiento más occidental, reconocido en el presente estudio, expone un paquete sedimentario con cerca de 50 m, confinado dentro de brechas volcanoclásticas del Volcánico Ereo. Aquí, la secuencia empieza con niveles silicificados y piritizados,

seguidos por brechas piroclásticas félsicas y, encima, un intervalo monótono de limo-arcillitas gris oscuras, finamente laminadas y compactadas conteniendo pirita, aparentemente sedimentaria; se intercalan calizas chérticas delgadas y margas oscuras finamente laminadas. Estas rocas se prolongan hacia el sureste como techos colgantes del batolito.

Hacia el este de la zona de estudio, la secuencia del Grupo San Pedro contiene a techo intercalaciones de limolitas, areniscas limosas laminares y calizas lodolíticas grises, firmemente compactadas y silicificadas. Sobre éstas, continúa una secuencia predominantemente sedimentaria, con predominio de calizas lodolíticas gris oscuras con pirita diseminada y calizas chérticas bandeadas en capas tabulares delgadas, con interposiciones de areniscas limosas arcósicas y limolitas gris verdosas; luego, horizontes lávicos y volcanoclásticos de composición andesítica. Con dichas características litológicas se presenta esta unidad en el sector este, donde se destaca un intervalo de calizas chérticas silicificadas y bandeadas, con capas lenticulares a nodulares de limoarcillita gris-oscura con pirita diseminada.

La presencia casi generalizada de pirita diseminada en los horizontes calcáreos y limo-arcillosos oscuros, además de la fuerte compactación, presupone que estos sedimentos se han depositado en un ambiente marino profundo poco oxigenado y que posteriormente han sido sometidos a una notable sobrecarga litostática.

**Edad y Correlación.-** Hasta el presente, no se tiene conocimiento del hallazgo de restos paleontológicos en esta unidad. Sin embargo el grupo se interdigita con el

Volcánico Ereo, probablemente, su deposición se inició con la transgresión del Aptiano que acompañó al hundimiento de la Cuenca Lancones, por lo que la edad del Grupo San Pedro tendría un rango comprendido entre el Aptiano y el Cenomaniano inferior.

Se le correlaciona parcialmente con las Formaciones Muerto-Pananga del sector de los Amotapes y con el Volcánico Ereo del área de estudio.

### ***Formación La Bocana (Ki-pi y Ki-ca)***

La Formación La Bocana constituye una intercalación de secuencias volcánicas y sedimentarias. Debe su nombre a que la mejor exposición de sus afloramientos se encuentra en las inmediaciones del poblado de La Bocana (572,000 E; 9°485,500).

Caldas y Farfán (1997) denominan el miembro de carácter volcánico como Pilares (Ki-pi) y el miembro sedimentario, como Cabuyal (Ki-ca). Este acápite será discutido en el capítulo 4 del presente estudio.

La secuencia volcánica (Ki-pi) es una potente acumulación de materiales volcanoclásticos gruesos y masivos, con afloramientos que cubren en gran medida la parte central de la Cuenca Lancones. Es de composición intermedia, con cierta presencia de eventos félsicos caracterizados por flujos riolíticos, domos dacíticos y tobas félsicas.

La secuencia sedimentaria (Ki-ca) de la Formación La Bocana está representada, a grandes rasgos, por calizas lodolíticas gris oscuras, calizas arenosas, limo-arcillitas gris oscuras, cineritas y tobas ácidas.

El evento volcánico Bocana es predominantemente piroclástico y comprende mayor cantidad de afloramientos de secuencias félsicas que el evento Ereo. Los materiales volcanoclásticos proximales en gran parte son caóticos, y sin señales de pseudoestratificación y con un espesor que se estima puede pasar los 500 metros, aunque lateralmente y de forma progresiva se adelgaza, interdigitándose con las formaciones sedimentarias volcanogénicas en las partes distales del arco volcánico. Las rocas están cloritizadas, epidotizadas y limonitizadas y son de color gris-verdoso, siendo los litoclastos más claros que la matriz, la cual presenta una coloración gris-verdosa más oscura.

De acuerdo con las observaciones de campo, las brechas volcanoclásticas tienen características litológicas de “*debris flow deposits*” o depósitos de escombros productos de derrumbes, generalmente polimícticas, con litoclastos subangulosos a subredondeados, que pueden alcanzar hasta 1.50 m de diámetro, en muchos casos silicificados y piríticos, embebidos en una masa de brechas de tipo matriz soportada, de menor granulometría (menores de 5 cm). Tanto los litoclastos, como la matriz presentan una composición andesítica, pero ocasionalmente son dacíticos o una mezcla de ambos tipos de rocas.

En las zonas distales a la fuente del volcanismo, se presentan intervalos piroclásticos redepositados de menor granulometría, consistentes en lapillis, luego microbrechas y areniscas volcanoclásticas de grano grueso a medio y en algunos casos engloban grandes bloques transportados por gravedad en forma de olistolitos.

La intensa actividad piroclástica ha sido intermitente, de modo que cada evento piroclástico ha terminado con una breve actividad lávica, que se interpone en diferentes horizontes del evento Bocana y, ocasionalmente, desarrolla disyunción columnar que marca el buzamiento de los pseudo-estratos.

**Edad y Correlación.-** En el nivel inferior-medio de la Formación La Bocana, se encontró un horizonte fosilífero consistente en limoarcillitas calcáreas gris verde a claro (604,570 E; 9'492,000 N). Los fósiles, identificados, son ammonites Subclase *Ammonoidea*, Clase *Cefalópoda*, Género *Mortoniceras*, que son guías del Albiano superior (97.5 Ma).

Los niveles calcáreos de La Bocana tienen restos de gimnospermas del género *Cycadeoidea sp.*, también ammonites del género *Mortoniceras cf. M. Marrecacia Maury*, que indican el Albiano (Reyes et al., 1987), correlacionándose con parte de las Formaciones Muerto-Pananga.

### ***Formación Lancones (Ki-1)***

La denominación fue dada por Reyes et al., (1987), para reconocer una secuencia sedimentaria volcanoclástica que aflora en el sector del antiguo poblado de Lancones (Fuera del área de estudio). En la sub-cuenca occidental, sus afloramientos están ampliamente distribuidos en ambas márgenes del río Chira (568,000 E;

9'504,000 N) – Reservoirio (embalse de agua) de Poechos (Mapa 1). En la sub-cuenca oriental, su presencia se identifica en el sector del Reservoirio de San Lorenzo.

Por lo menos, la parte inferior de la Formación Lancones representa el equivalente en edad de la Formación La Bocana en su secuencia inferior, como una secuencia sedimentaria volcanogénica, de modo tal que en la sub-cuenca occidental, donde las relaciones estratigráficas están claramente definidas, ambas unidades se interdigitan repetidamente, con espesores que se van incrementando progresivamente, hasta que en la parte más distal observada llega a alcanzar un espesor estimado en 5,800 m. En la sub-cuenca oriental, donde las relaciones estratigráficas no están claramente expuestas, se logra observar que esta unidad también se interdigita con la Formación La Bocana en su secuencia inferior en las porciones más proximales al arco volcánico y en la parte más distal.

Este es un evento que hacia las facies apicales de la secuencia, evidencia la presencia de un volcanismo sub-aéreo, es decir que la cuenca emergió, sobre todo la parte norte, es decir que carece de prospectividad por depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos.

En una de las secciones realizadas para la elaboración de la cartografía geológica, la Formación Lancones presenta las siguientes secuencias litológicas:

- La parte inferior, de 250 m de espesor, se inicia con “*debris flow deposits*”, con litoclastos andesíticos gris verdosos menores de 5 cm de diámetro, intercalándose con capas de calizas tobáceas gris-blanquecinas. Hacia arriba continúan este tipo de brechas, interpuestas con horizontes de calizas lodolíticas, con restos de ammonites no

diagnosticables, en estratos de areniscas volcanoclásticas laminares grises. Algunos horizontes de brechas redepositadas, contienen bloques de cantos blandos de calizas de similar litología a las descritas.

- La parte intermedia consiste en un intervalo con cerca de 70 m de espesor y consta de lapillis y brechas tipo “*debris flow deposits*” en estratos masivos, que hacia el techo presenta intercalaciones de areniscas volcanoclásticas feldespáticas, del tipo “*crystal-rich sandstones*” (areniscas ricas en cristales) , con intervalos rítmicos grano decrecientes.
- La parte superior comienza con un intervalo de brechas de escombros o “*debris flow*” con elementos angulosos andesíticos, en paquetes masivos, alternados con capas delgadas de cineritas y más arriba, un paquete sedimentario conformado por calizas cineríticas, limolitas y margas en capas delgadas, seguidas por flujos piroclásticos redepositados. Hacia arriba continúa la formación, cuya litología y espesor no han sido examinados.

En otra de las secciones estratigráficas realizadas la litología presenta las siguientes características:

- La porción inferior, con cerca de 410 m de espesor, empieza sobre el evento Bocana, cuyo contacto está cubierto. La parte más baja visible se compone de intervalos gruesos de brechas de escombros, tipo “*debris flow deposits*”, con elementos menores de 5 cm, alternados con estratos delgados de areniscas feldespáticas tipo “*crystal rich vulcaniclastics*” (volcanoclásticos ricos en cristales), de grano grueso a medio; siguen encima intervalos gruesos de volcanoclásticos, interpuestos con capas delgadas de calizas lodolíticas o capitas lenticulares de este

tipo de rocas, además de bloques alargados de olistostromas calcáreos. Hacia la porción superior, se aprecian microbrechas o brechas gruesas redepositadas, con intercalaciones de areniscas, limolitas y calizas lodolíticas, a veces con estructuras sedimentarias del tipo paleo-canal. Un intervalo de flujo de escombros engloba un bloque inmenso de olistolito consistente en arenisca finamente bandeada.

- La sección intermedia tiene cerca de 155 m de grosor, de los cuales, los 75 m basales consisten en alternancias de gruesos conglomerados polimícticos (pero de naturaleza volcánica) con paquetes gruesos de brechas volcanoclásticas (con elementos volcánicos y sedimentarios). Los 80 m restantes, consisten en una alternancia monótona de areniscas volcanoclásticas en capas delgadas, con limolitas gris oscuras, que engloban nódulos pequeños arenosos, también cantos blandos de limo-arcillitas o calizas.

La parte superior, con cerca de 120 m de espesor, se caracteriza por contener intervalos sedimentarios basales, grano decrecientes: desde conglomerados polimícticos hasta areniscas feldespáticas o “*crystal-rich sandstones*”, con abundante contenido de fragmentos de feldespatos. En la parte media, se presenta un intervalo de 20 m con “*debris flow deposits*” con litoclastos heterogéneos que alcanzan hasta los 50 cm, con características que se asemejan a un “*lahar*” (colada fangosa), donde la matriz es una microbrecha, conteniendo además grandes litoclastos olistolíticos de calizas lodolíticas, dispuestas desordenadamente; termina con una superficie de erosión y cubierta por sedimentos pelíticos de Lancones superior; petrográficamente se trata de una brecha autoclástica alterada, con cristales de cuarzo, plagioclasa y algo de biotita, además de fragmentos líticos subredondeados compuestos por plagioclasas en matriz parcialmente desvitrificada

**Edad y Correlación.-** La Formación Lancones tiene abundantes horizontes calcáreos, pero no se ha dedicado el tiempo necesario para buscar evidencias paleontológicas, salvo algunos ammonites mal conservados, por tanto no diagnosticables. En los niveles superiores de la Formación, se han encontrado formas de *Inoceramus concentricus* e *Inoceramus cf. L. crippsi*, que están indicando el Cenoniano inferior (Reyes et al., 1987).

La Formación Lancones recubre en discordancia a la Formación La Bocana, el cual contiene fósiles del Albiano inferior a medio, por lo que la edad de la Formación Lancones tendría un rango comprendido entre el Albiano superior y el Cenomaniano inferior.

#### ***Formación Lancones - Miembro Superior (Ks-vs/vv)***

Llamado también Formación Venados por la proximidad del poblado de Venados (557,500 E; 9'498,300 N), se describe como una secuencia alternante entre sedimentos volcanoclásticos y limo-arcillitas gris-negruczas.

En el área estudiada tiene un espesor estimado en 1,000 m. Litológicamente, está conformada por dos tipos de rocas que se interponen en intervalos con cerca de 5 m de espesor. Una de ellas (Ks-vs), consiste en limolitas y limo-arcillitas gris oscuras a negruzcas, muy frágiles y deleznales, con delgadas intercalaciones de areniscas volcanoclásticas de grano fino, gris blanquecinas y ocasionalmente, diques sedimentarios de areniscas volcanoclásticas de similares características litológicas como las descritas anteriormente. La otra litología (Ks-vv), consiste en areniscas

volcanoclásticas de grano grueso a medio, blanco-amarillentas por alteración, variando a areniscas feldespáticas tipo “*crystal-rich sandstone*”, como también flujos de microbrechas tipo “*debris flow deposits*”, en estratos masivos bien definidos.

### ***Formación Orquetas (Ks-o)***

Con esta denominación se reconoce a una secuencia volcano-sedimentaria, en estratos sub-horizontales. Su prolongación por el suroeste no se encuentra diferenciada, como tal, en los mapas del INGEMMET (Palacios, 1994).

Se estima un espesor de 1,200 m, con la siguiente litología:

- Porción inferior, concordante sobre las limo-arcillitas de la Formación Lancones, consiste en una secuencia de brechas piroclásticas de composición andesítica, con litoclastos menores de 2 cm, en matriz dominante de microbrechas. En la parte superior, se presentan lavas andesíticas gris-verdosas.
- Parte intermedia, predominantemente sedimentaria, consistente en calizas arenosas y calizas lodolíticas grises, en capas delgadas tabulares, intercalándose con areniscas volcanoclásticas y limolitas grises en estratos de 20 a 50 cm.
- Porción superior, que empieza con un horizonte de lava andesítica porfirítica gris-marrón, seguido hacia arriba por microbrechas volcanoclásticas redepositadas e intercaladas con capas lenticulares de calizas lodolíticas gris oscuras y cantos blandos angulosos de éstas dentro de las microbrechas. Hacia el techo, continúa un intervalo de rocas volcanoclásticas redepositadas en estratos masivos, terminando cubiertos concordantemente por las limo-arcillitas y arcillitas gris

oscuras a negruzcas de la Formación Huasimal, base del Grupo Copa Sombrero, con una secuencia bien expuesta.

**Edad y Correlación.-** No se han encontrado restos fósiles dentro de los intervalos sedimentarios, pero por encontrarse encima de la Formación Lancones, del Albiano Cenomaniano inferior, la edad de la Formación Orquetas se estima situada en el Cenomaniano medio a superior. Se estima que los horizontes volcánicos juveniles dentro de la Formación Orquetas podrían representar las últimas manifestaciones del volcanismo en la Cuenca Lancones, debido a que en las Formaciones superiores del Grupo Copa Sombrero no se han observado horizontes volcánicos no redepositados. Estratigráficamente, es el equivalente lateral de la parte intermedia de la Formación Huasimal del sector de los Amotapes.

#### ***Volcánicos Cretáceos Indiferenciados (K-vi)***

Con esta denominación están integradas las rocas volcánicas del Cretáceo en la sub-cuenca oriental, cuyos afloramientos no han sido visitados durante el presente estudio para su descripción y diferenciación; y probablemente se trate indistintamente de secuencias pertenecientes al Volcánico Ereó, Formación La Bocana y Formación Lancones, que en los mapas geológicos del INGEMMET se encuentran cartografiados como Volcánico Lancones (Reyes et al, 1987).

### **Terciario-Cuaternario**

En el área de estudio, el Terciario está representado por depósitos sedimentarios marinos y continentales presentes en la zona suroccidental (Mapa 1).

Los depósitos volcánicos continentales, no expuestos en el área, no han sido examinados en el presente estudio.

#### ***Formación Yapatera (T-y)***

Esta unidad fue reconocida en la localidad de Yapatera (fuera del área de estudio) en las proximidades de Chulucanas (Reyes et al., 1987), al sureste de la zona estudiada, al describir una secuencia de conglomerados continentales que cubren discordantemente las formaciones volcánicas del Cretáceo.

En el área del presente estudio, aflora en el sector sur-oriental del Reservorio de San Lorenzo (embalse de agua), en forma de aislados techos colgantes de los cuerpos plutónicos.

La litología está conformada por gruesos conglomerados gris-blanquecinos, con elementos redondeados de cuarcitas en una matriz de areniscas de grano grueso. Este material, probablemente se depositó como consecuencia del levantamiento de terrenos paleozoicos en el Macizo de Olmos durante la tectónica andina.

La edad no puede precisarse, pero probablemente represente el conglomerado de base del Terciario inferior que subyace a los volcánicos continentales.

### ***Formación Verdún (Ti-v)***

En el área de estudio, esta unidad aflora en la margen derecha del Reservorio de Poechos, correspondiendo al afloramiento más oriental de las formaciones marinas de la Cuenca Talara.

Litológicamente, está conformada por areniscas arcósicas gris-amarillentas, de cemento calcáreo y gran contenido de fósiles; se presenta en estratos competentes e intercalados con limo-arcillitas laminares gris-verdosas.

Esta unidad es muy fosilífera, con formas que indican el Eoceno superior (Palacios, 1994)

### ***Formación Tambo Grande (TQ-tg)***

Bajo este nombre se reconocen unos depósitos continentales de naturaleza aluvial a lacustre que se exponen en la esquina suroeste del área de estudio, principalmente a lo largo de la carretera Tambo Grande-Sullana (562,000 E; 9°456,500 N). Más al oeste, fuera del área de estudio, yace sobre rocas marinas del Mioceno y es recubierta por depósitos aluviales.

Está conformada de microconglomerados, areniscas arcósicas semi-consolidadas y cenizas volcánicas redepositadas.

La edad queda asignada al Plioceno-Cuaternario

### ***Depósitos recientes (Q-a/e/f)***

Los depósitos del Cuaternario más antiguos son los recubrimientos aluviales (Q-a), cuya exposición más extensa se encuentra en el sector suroeste del área de estudio, los cuales consisten en conglomerados y arenas inconsolidadas (Mapa 1).

Disectando a éstos últimos están los depósitos fluviales (Q-f) que consisten en materiales limo-arcillosos, conglomerados y arenas inconsolidadas.

Finalmente, se encuentran los mantos de arena eólica (Q-e), que avanzan desde el mar y que en el área de estudio se encuentran emplazados en el sector oeste (Mapa 1).

### **3.1.2 Rocas Intrusivas**

Las rocas intrusivas del área de estudio, principalmente las plutónicas, se encuentran emplazadas en el segmento más septentrional del Batolito de la Costa denominado Segmento Piura (Pitcher, 1978).

De acuerdo con las relaciones de los plutones con las rocas envolventes, dentro de los límites del área, está claramente definido que se trata de intrusiones de emplazamiento Cretáceo-Terciario. No hay evidencias de la presencia de granitoides del Jurásico o Triásico, reconocidos en la zona de frontera suroccidental del Ecuador (Litherland et al., 1994 y Aspden et al., 1995), ver Fig. 1, que probablemente sí se prolongan al Perú por la Faja Subandina. Esto implicaría que el magmatismo andino en esta parte de los Andes se inició en el Triásico-Jurásico y situado en la parte oriental, fuera del área de estudio, que migró hacia el este, migrando hacia el oeste en

el Cretáceo inferior y que en el Cretáceo superior-Terciario inferior se produjo una inversión, trasladándose nuevamente hacia el este.

En el presente estudio, las rocas intrusivas no han sido examinadas con detenimiento, faltando todavía trabajos sistemáticos similares a los efectuados en los segmentos Lima y Arequipa (Pitcher, 1978), con suficientes análisis petrográficos, petroquímicos y determinación de edades absolutas, para interpretar la naturaleza de los magmas que le dieron origen y la cronología de emplazamiento de las diferentes unidades petrográficas que conforman el complejo batolítico. Por estas razones, solamente se hace una descripción resumida de los principales plutones reconocidos, a partir de los trabajos del INGEMMET (Reyes et al., 1987), complementados con estudios petrográficos adicionales de algunas muestras de roca tomadas durante el presente estudio y el respectivo reconocimiento de campo.

Para la descripción de las diferentes unidades intrusivas, se ha tenido en cuenta la composición mineralógica y las relaciones texturales, así como la naturaleza del emplazamiento, es decir, considerando si son sub-volcánicas o plutónicas (Mapas 1 y 2).

### **Intrusiones Sub-Volcánicas Cretáceas**

En esta categoría están incluidos los cuerpos intrusivos, cuyos emplazamientos se considera que se han desarrollado contemporáneamente o tardíamente en relación con la acumulación volcánica de la Cuenca Lancones, principalmente en la parte central de la misma, donde se asume estuvo ubicado el arco magmático del Cretáceo.

### ***Diques Sin-volcánicos***

Aunque por sus dimensiones no pueden representarse a la escala del mapa, los diques sin-volcánicos están presentes en toda la cuenca, donde se logra identificar verdaderos enjambres de diques, principalmente en el fondo de los cursos fluviales profundos, en su mayoría de composición andesítica a dacítica, con rumbos predominantemente NO-SE y NE-SO, variando a veces a E-O y con buzamientos próximos a la verticalidad. En gran parte de los terrenos volcánicos Cretáceos, la fuerte cobertura de suelos residuales con vegetación, impide identificar estas estructuras. Por otro lado, en la sub-cuenca occidental, se nota claramente que la intensidad de diques disminuye progresivamente de este a oeste, a medida que se aleja de la zona central de mayor acumulación volcánica.

En algunas localidades, los diques se han emplazado por intrusión forzada, de tal forma que han deformado las rocas de caja, con desarrollo de pseudo-pliegues y con efectos de un metamorfismo de bajo grado, causando una fuerte epidotización; en pocas localidades se observa que los diques muestran una textura marcadamente vacuolar, orientada paralelamente al rumbo de los mismos.

### ***Stocks de Gabros Porfiríticos (K-gb)***

Constituyen pequeños stocks de gabros porfiríticos o dioritas hornbléndicas oscuras, aflorantes en el sector suroeste del área de estudio; siempre se les encuentra intruyendo al Volcánico Ereo, que como se sabe, parcialmente tiene la composición de

andesitas básicas, por lo que se propone se trate de cuerpos sub-volcánicos relacionados con dichas volcanitas.

En el área del indicio Curí-Lagartos (Mapa 3), aflora un stock de gabro gris oscuro a negro, de textura porfirítica, con fenocristales tabulares de plagioclasa de bordes corroídos, en una matriz oscura microgranular; marginalmente se transforma en una roca híbrida moteada, por contaminación con otro stock de dacita leucócrata. Existen afloramientos de un stock de diorita hornbléndica oscura de textura granular sub-ofítica, compuesta predominantemente por hornblenda (60%), plagioclasas (25%) y con clinopiroxenos (<5%); esta roca intruye al Volcánico Ereo y es intruída a su vez por la granodiorita La Huanca.

En el Cerro Manteca (569,200 E; 9°468,500 N) se identifica un stock de gabro porfirítico gris oscuro, con fenocristales de plagioclasa hasta 1.5 cm de diámetro; además fenocristales de anfíboles y piroxenos, en una matriz microporfirítica oscura. Este cuerpo intrusivo tiene la particularidad de que en el contacto con la formación Ereo (compuesta por andesitas básicas), exhibe un claro ejemplo de una "estratificación magmática", consistente en una intercalación de capas feldespáticas leucócratas y otras oscuras, compuestas por minerales máficos, con intervalos de un centímetro de ancho y dispuestos paralelamente.

### ***Stock Ereo (K-dbe)***

Aflora en el denominado Cerro Ereo (572,000 E; 9°476,000 N), tratándose de un stock alargado N-S, con cerca de 12 km de largo y 7 km de ancho, que intruye al

Volcánico Ereo, siendo intruido a su vez por un stock de dacita y por la granodiorita Las Lomas. Se trata de una brecha subvolcánica gris clara, con fenocristales de plagioclasa rotos y ocasionalmente zonados, con diámetros de aproximadamente 1 cm, embebidos en una matriz de microbrecha gris-verdosa. Tiene el aspecto de una roca porfirítica, pero se compone de cristales blanquecinos de plagioclasas rotas y fragmentos líticos en una matriz afanítica gris-verdosa por cloritización.

El estudio en sección delgada muestra los fragmentos de plagioclasas y piroxenos. Los fragmentos líticos exhiben textura porfirítica a amigdaloida, con fenocristales de plagioclasa y piroxenos. La matriz es cripto a microcristalina, parcialmente vítrea, con microvesículas esferoidales y, mayormente, con amígdulas multicolores, consistentes en calcita, cloritas, turmalina, epidota y clinozoisita, pertenecientes a una facie hidrotermal. Se propone que la abundancia de vesículas y la presencia de turmalina primaria estarían indicando altas concentraciones de volátiles.

La composición mineralógica primaria del stock de Ereo, se asemeja a la de una diorita-diabasa, por lo que muy bien podría constituir un cuerpo sub-volcánico, emplazado en uno de los focos volcánicos que dieron origen al Volcánico Ereo (Foto 2).

### ***Stocks Félsicos (K-da)***

Con esta denominación y simbología se encuentran integrados un grupo de stocks sub-volcánicos félsicos, cuya composición varía entre una dacita y una andesita

carente de ferromagnesianos. Se encuentran reconocidos en la parte occidental del área de estudio.

Algunos de estos stocks félsicos son andesitas microporfiríticas gris-blanquecinas, con pequeños cristales de plagioclasas blancas, de bordes corroídos, a veces tabulares, de 2 a 3 mm, en una matriz gris-blanquecina criptocristalina o afanítica. No se observan a simple vista ferromagnesianos, razón del carácter leucocrático de estas rocas.

Los stocks félsicos dacíticos son rocas microporfiríticas, con fenocristales de plagioclasas blanquecinas y cuarzo abundantes, embebidos en una matriz microcristalina gris-blanca. El estudio en sección delgada de la dacita porfirítica muestra que las plagioclasas están macladas, con calcitización débil, además de cloritización y sericitización, mientras que otras plagioclasas forman texturas glomeroporfídicas; los fenocristales de cuarzo son xenomórficos y de bordes irregulares. Se observan reemplazamientos pseudomórficos de fenocristales de plagioclasa por calcita, con microabanicos de clorita, leucoxeno en diseminaciones, algo de esfena y limonitas. La matriz es holocristalina, consistente en un agregado alotriomórfico, compuesto por cuarzo y plagioclasas con cloritas y calcita intersticiales; ocasionalmente muestra texturas micrográficas y agregados radiales de feldespatos y cuarzo. En algunas muestras, las plagioclasas son sub-hedrales y argilitizadas, ligeramente sericitizadas y en parte alteradas a feldespato potásico. El cuarzo es anhedral a sub-hedral.

Por sus características petrográficas, los stocks félsicos se asemejan a las lavas y piroclásticos de la Formación La Bocana, por lo que se podría presumir que se encuentran genéticamente vinculados.

### ***Stocks Andesíticos (K-an)***

En diferentes localidades se han identificado pequeños stocks de andesitas porfiríticas, generalmente intrusivos en el evento Bocana y en la Formación Lancones, mientras que dentro del Volcánico Ereo es más difícil su reconocimiento, por la naturaleza masiva de ambos tipos de rocas. En muestra de mano, son rocas porfiríticas con fenocristales blanquecinos de plagioclasas tabulares, anfíboles y piroxenos oscuros, generalmente verdosos por cloritización. La matriz es afanítica a microgranular.

### ***Intrusiones Subvolcánicas (KT-si, bx)***

Con esta denominación están reconocidos aquellos promontorios y pequeños stocks piritizados y porosos que en el campo, debido a una marcada meteorización y pigmentación de óxidos de hierro, semejan brechas sub-volcánicas argilitizadas y débilmente alunitizadas, de carácter evidentemente hidrotermal.

Este tipo de afloramientos, aislados, conforma un alineamiento próximo a N40°E situado en la margen noroeste del Complejo Plutónico Las Lomas, a lo largo de una línea que une los indicios epitermales de Chiqueros-Guitarras-Naranjo-Alumbre y Pilares (Mapa 3). Ejemplos de afloramientos de este tipo de rocas se encuentran en

varias localidades, entre ellas en Guitarras, Naranjo y Pilares (565,000 E; 9'489,300 N), que ilustran la morforlogía que presentan estas unidades geológicas.

Pese a que en el campo parece tratarse de un solo tipo de roca, los estudios de secciones delgadas indican variaciones composicionales como por ejemplo:

- La muestra tomada en el indicio del Alumbre (Mapa 3), es una roca cremosa, pirítica y de textura brechosa (brecha de cuarzo-arcillas). Al microscopio, tanto los fragmentos como la matriz consisten en agregados microgranulares cuarzo-argílicos; las arcillas están pigmentadas con limonitas; la pirita se presenta en grumos irregulares, frecuentemente en la matriz y también en microvenillas atravesando los fragmentos.
- El stock de Pilares (indicio Pilares, Mapa 3) es una traquita porfirítica grisrosada, con pirita diseminada, de textura porfirítica, con fenocristales de cuarzo, feldespatos potásicos (ortosa) y plagioclasas; la matriz es félsica, conformada por pequeños cristales de feldespato potásico y cuarzo; está débilmente alunitizada y argilitizada en los feldespatos y en las fracturas.

### **Rocas Plutónicas**

Con esta denominación se designan los granitoides que se exponen en el área, conformando parte del cinturón batolítico en esta parte de los Andes del Perú.

En el área, los afloramientos de rocas plutónicas se encuentran esparcidos con tamaño y forma diferentes, levemente alargados en la orientación norte-sur, pero se interpreta que a profundidad constituyen una unidad masiva cratonizada, como

resultado de un plutonismo múltiple, desde la facies de gabro-diorita hasta los granitos alcalinos, de modo que la cobertura volcano-sedimentaria de la cuenca, solamente constituye un delgado techo colgante del macizo batolítico.

La diferenciación de los cuerpos intrusivos plutónicos que conforman el batolito está basada primordialmente en las características mineralógicas y texturales, así como en los rasgos morfológicos. La descripción de las diferentes unidades petrográficas, se hace empezando por los cuerpos intrusivos del sector oeste del área y que conforman el Complejo Plutónico Las Lomas; en el sector este se encuentran los principales granitoides que edifican la vertiente pacífica de la cordillera occidental (Mapas 1 y 2).

***Complejo Plutónico Las Lomas (KT-gb, di, gdp, gdl, gdt, toc, gdh, mgpb, grch, gd y gr)***

Convencionalmente, su área de influencia tiene una anchura aproximada de 40 km, entre los Reservorios (embalses de agua) de Poechos y San Lorenzo, mientras que la longitud queda comprendida entre el noreste del área y las cercanías de Tambo Grande al suroeste, donde los afloramientos de rocas terminan cubiertos por depósitos recientes (Mapa 1). La porción central tiene forma semi-circular, que semeja la de un incipiente complejo plutónico centrado.

En la parte central del Complejo, los gabros y las dioritas se encuentran aflorando en las porciones marginales, mientras que las rocas menos básicas, granodioritas y monzogranitos, se encuentran emplazados en la parte central. El mapa

de intensidad magnética total corrobora esta disposición, al presentar el carácter más intenso en las márgenes de los complejos intrusivos correspondientes a los gabros y dioritas (Mapa 3).

El Complejo Plutónico Las Lomas intruye a los stocks sub-volcánicos antes descritos y, siendo él mismo emplazado por un plutonismo múltiple, sugiere que en esta localidad pudo haber estado emplazado un importante foco magmático, que evolucionó desde un volcanismo-plutonismo en el Cretáceo, hasta un emplazamiento batolítico Cretáceo-Terciario.

#### ***Gabros y gabrodioritas (KT-gb)***

Este tipo de rocas afloran en el área del indicio El Noque (Mapa 3), tratándose de una roca de grano grueso y oscura, con grandes fenocristales de plagioclasas gris-blanquecinas, de bordes redondeados, generalmente zonados y también fenocristales de anfíboles y piroxenos euhedrales entrecruzados con las plagioclasas. Esta litología los diferencia de los gabros porfiríticos de probable edad Cretácea, anteriormente descritos.

#### ***Dioritas (KT-di)***

Las dioritas están ubicadas en las partes más distales del Complejo Plutónico Las Lomas, en forma de stocks aislados, pero que posiblemente en profundidad constituyen cuerpos grandes o un sólo plutón marginal, alrededor de los términos granodioríticos.

El estudio de secciones delgadas indica que se trata de cuarzo-dioritas de grano medio a grueso, de textura hipidiomórfica, compuestas por plagioclasas, cuarzo, clinopiroxenos, biotita o anfíboles. El cuarzo es anhedral, intersticial a los feldespatos y presenta inclusiones de cristales de plagioclasas. La hornblenda, si está presente, está cloritizada o alterada a uralita y, por su parte, la biotita altera a los clinopiroxenos.

#### ***Cuarzo-Monzodiorita Purgatorio (KT-gdp)***

Es un cuerpo alargado NE-SO, ubicado en el flanco noroeste del Complejo Plutónico Las Lomas y que intruye los gabros y dioritas, además del evento Bocana.

En muestra de mano, es una roca de grano grueso a medio, gris-verdosa, de aspecto sacaroideo, que anteriormente estuvo cartografiado como “Granodiorita Purgatorio” (Reyes et al, 1987), pero el estudio microscópico lo determina como cuarzo-monzodiorita.

La textura es granular hipidiomórfica, compuesta por plagioclasas y cuarzo y cantidades menores de feldespatos potásicos, anfíboles y opacos. Los cristales de plagioclasa se encuentran maclados y zonados, con débil a moderada argilitización supergénica; los granos de cuarzo, generalmente presentan textura gráfica con los feldespatos potásicos; los opacos están conformados principalmente por la magnetita.

#### ***Granodiorita Las Lomas (KT-gdl)***

Es uno de los plutones de mayor extensión y emplazado en la parte central del Complejo, diametralmente intruído por el Monzogranito Peña Blanca. Es una roca de

grano grueso gris-blanquecino, con fenocristales de plagioclasa blanquecina entrecruzados y de hornblendas tabulares en agregados también entrecruzados en formas reticulares; se observan algunos cristales de biotita; la hornblenda se encuentra cloritizada.

El estudio en sección delgada indica que se trata de una granodiorita hornbléndica gris clara, de textura granular hipidiomórfica, compuesta por plagioclasas (40%), cuarzo (25%), hornblenda (15%) y feldespatos potásicos (10%). Los cristales de plagioclasas (andesina-labradorita) son de tamaño variados y alterados en los bordes a sericita y feldespatos potásicos. El cuarzo y los feldespatos potásicos se presentan en granos anhedrales y parcialmente intersticiales; la hornblenda, cloritizada en agregados y reemplazada por la epidota y las cloritas.

Hacia el centro, el plutón varía a una composición tonalítica más clara de aspecto similar a la anterior, de textura también granular hipidiomórfica, de grano más grueso, con plagioclasas zonadas y mayor cantidad de cuarzo; además, contiene biotita alterada a cloritas, epidota y sericita y hornblenda cloritizada.

### ***Granodiorita Trapecio (KT-gdt)***

Aflora conformando los alrededores del Cerro Trapecio (596,000 E; 9'486,000 N), al noreste del Reservorio San Lorenzo, donde intruye a la Granodiorita Las Lomas (Mapa 1). Es una roca de grano grueso, con fenocristales de plagioclasa de 3 a 5 mm de diámetro, también de hornblenda en concentraciones radiales; escasos granos de

cuarzo intersticial y algunos cristales de feldespato potásico. Marginalmente varía a una diorita cuarcífera gris oscura y de grano fino a medio.

***Tonalita Canoso (KT-toc)***

Es una tonalita gris-blanquecina, de grano medio y está compuesta por fenocristales de plagioclasa (andesina) euhedral y cuarzo intersticial; subordinadamente, aparecen cristales tabulares de hornblenda poiquilítica, con inclusiones de minerales opacos; estos últimos, en asociación dendrítica con la esfena. Los minerales secundarios son: sericita, arcillas, actinolita, cloritas, epidota, limonita y calcita.

***Granodiorita La Huanca (KT-gdh)***

Es una roca granular hipidiomórfica (parcialmente xenolítica), con predominio de plagioclasas y cuarzo, con escaso contenido de feldespato potásico.

El estudio en sección delgada muestra las plagioclasas sub a euhedrales, de tamaños variados, frecuentemente macladas y zonadas, algunas sericitizadas con rutilo leucoxenizado; los feldespatos potásicos son anhedrales y peritíticos; los anfíboles presentan cristales anhedrales a sub-hedrales, con maclado simple y generalmente cloritizados, con cantidades menores de calcita y epidota; el cuarzo, en granos anhedrales, en grupos o en los espacios intergranulares entre las plagioclasas.

***Monzogranito Peña Blanca (KT-mgpb)***

Está emplazado en la parte central del Complejo Plutónico Las Lomas donde intruye los gabros y dioritas marginales, así como las Granodioritas Las Lomas y Purgatorio. La roca es parcialmente xenolítica, presenta textura granular hipidiomórfica y se compone de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico; este último asigna un color rosáceo a la roca; en cantidades menores se observan biotita, anfíboles y opacos.

En sección delgada, las plagioclasas están macladas y zonadas, débilmente argilitizadas y sericitizadas; además cantidades menores de feldespato potásico, con textura gráfica con el cuarzo y a veces perítico. Los granos de cuarzo se encuentran en formas alargadas y algunos incluyen puntos de apatita; la biotita es intersticial y asociada a opacos, mientras que los anfíboles son sub a euhedrales, maclados y alterados a cloritas.

***Granito Cascajo Blanco (KT-grcb)***

Cascajo Blanco (590,500 E; 9°500,500 N) es un granito de grano grueso, blanco-rosado, con fenocristales de plagioclasa, ortosa y cuarzo, este último en forma de granos anhedrales y como relleno de vetillas reticulares.

En sección delgada, el cuarzo primario y los feldespatos son los minerales esenciales; los minerales secundarios son: feldespatos potásicos (ortosa), sericita, cuarzo de segunda generación, hematita y limonitas; la textura es porfirítica en matriz microcristalina silicificada; los fenocristales de feldespatos están muy sericitizados

hacia los bordes, formando coronas de arcillas y hematita; restos de plagioclasas en moldes de fenocristales, al parecer alterados a feldespatos potásicos; la sericita también en venillas, asociada a cuarzo secundario y opacos.

La muestra presenta alteración potásica y pequeños halos fílicos de asociación cuarzo-sericita y limonitización. Presenta valores anómalos de oro, cobre y molibdeno y se le conoce como indicio Cascajo Blanco (Mapa 3).

### ***Intrusivos plutónicos menores (KT-gd,gr)***

En la parte periférica del Complejo Plutónico Las Lomas, se exponen varias intrusiones menores en forma de pequeños stocks, de los cuales los más importantes son:

Cuerpo de granodiorita (KT-gd), expuesto en la parte sur del Reservorio San Lorenzo: es una roca de grano grueso, gris-blanquecina, con fenocristales tabulares de plagioclasas, en cantidades menores feldespatos potásicos (ortosa), cuarzo anhedral e intersticial; anfíboles y micas levemente cloritizadas; además se exponen en el sector SO del área de estudio otros pequeños afloramientos de una granodiorita xenolítica de grano grueso, intruyendo el stock sub-volcánico Ereo.

Pequeños afloramientos de granitos (KT-gr), han sido identificados como los que se exponen en el Cerro Chancadora (557,000 E; 9'474, 300 N).

El indicio Cerro Chancadora consiste en un granito gris-rosado, tectonizado con marcado cizallamiento NO-SE y que es explotado como material de construcción;

presenta feldespatos alcalinos fuertemente deformados, el cuarzo primario es anhedral e intersticial, además cuarzo hidrotermal en forma de vetillas reticulares (Foto 18).

La roca está cruzada por varias vetas de óxidos de hierro (limonitas), cuyos análisis geoquímicos muestran anomalías de cobre y molibdeno, razón por la cual es necesario hacer trabajos adicionales en esta localidad para verificar el potencial prospectivo del área, cosa que será detallada en el siguiente capítulo.

### **Metamorfismo de Contacto**

El metamorfismo de contacto que se observa a escala regional está restringido a la presencia de los cuerpos intrusivos plutónicos y sub-volcánicos. Es de bajo grado, observándose como cornificación, con presencia de clorita, epidota y albita, en las rocas circundantes a dichos stocks intrusivos.

Por otro lado debe mencionarse la presencia de indicios de mineralizaciones del tipo Skarn, en el contacto entre intrusiones de stocks sub-volcánicos ácidos e intermedios y unidades correspondientes al batolito del Complejo Plutónico Las Lomas con secuencias carbonatadas de la Formación La Bocana, pero sin valor económico alguno: exclusiva presencia de magnetita y actinolita, granates, epidota y pirita (Injoque et al., 1999), como son los casos de los indicios El Noque, Tejedores y Pueblo Nuevo (Mapa 3).

### **3.1.3 Geología Estructural**

A grandes rasgos la evolución tectónica de la Cuenca Lancones se inicia con una fase distensiva que se produjo desde el Jurásico medio y culminó en el Cretáceo

inferior-medio, es en ella donde se desarrollan los depósitos de SMV, luego en el Cretáceo superior se inicia una fase compresiva, responsable de la emersión de la cuenca y que se relaciona también con la formación de los Andes. Luego se producen las intrusiones del batolito de la costa, es donde se desarrollan los depósitos magmáticos-hidrotermales (sistemas del tipo pórfidos cupríferos y epitermales de alta y baja sulfuración). Es importante destacar que en la Cuenca Lancones no existe una gran deformación, como sí ocurre en los Andes del centro y sur del Perú.

Los rasgos estructurales han sido determinados a partir de las observaciones de campo, la interpretación de fotografías aéreas, imágenes satelitales y también de la interpretación del mapa de intensidad magnética total (Mapa 3), que cubre gran parte de la zona de estudio.

El sector de la Cuenca Lancones está afectado por estructuras de plegamiento y de fallamiento-fracturación (Mapa 2).

### **Estructuras de Plegamiento**

La cuenca se encuentra afectada por un plegamiento relativamente moderado, consistente en anticlinales y sinclinales amplios, de rumbo general noreste-suroeste y de ejes algo sinuosos, con longitudes en la mayor parte de los casos decakilométricas (ejes de anticlinales y sinclinales de color verde, Mapa 2).

En el entorno del sector meridional de la línea Tambo Grande-Las Lomas-Suyo, las observaciones de campo y la foto-interpretación tienen sus limitaciones,

debido a la escasez de afloramientos, como consecuencia de una marcada cobertura Cuaternaria, por lo que las estructuras no son fácilmente identificables.

De acuerdo con la adquisición de datos, el Cretáceo de este sector del área se encuentra moderadamente plegado, con anticlinales y sinclinales apretados, pero sin llegar a la inversión de estratos manteniendo un rumbo general N28°-30°E en la parte suroccidental y variando a cerca N45°E en el sector suroriental, pero en la zona de frontera con Ecuador, la tendencia estructural de los pliegues se ha flexionado a un rumbo de N20°-30°O, esto es probablemente por efecto de fallamientos de rumbo noroeste-sureste con juego senestral.

El Grupo San Pedro, por su naturaleza sedimentaria incompetente, se encuentra disarmónica y apretadamente plegado, contrastando con los plegamientos amplios y abiertos de los intervalos volcánicos masivos correspondientes al Volcánico Ereó, Formación La Bocana y la Formación Lancones.

### **Lineamientos y Sistemas de Fallamiento - Fracturación**

La Cuenca Lancones, como parte integrante del “terreno Amotapes-Tahuín” (Fig. 1), está afectada por una tectónica frágil, desarrollada en el nivel estructural superior del orógeno Andino, principalmente en el Terciario, y que se pone de manifiesto en la foto-interpretación de imágenes en vuelos verticales y de satélite. Los lineamientos en uno u otro tipo de fotografías no se superponen, salvo en algunos casos, por un lado, debido a que las imágenes Landsat son mosaicos semi-controlados y por otro, según parece, a que ciertos lineamientos nítidamente visibles en las fotos

aéreas convencionales no tienen suficiente resolución en las imágenes de satélite y viceversa.

### **Sistema Noreste-Suroeste (Mapa 2)**

Es menos frecuente y probablemente representa las primeras estructuras de fallamiento-fracturación de la Cuenca Lancones, con rumbos que varían entre N45°-70°E y NNE-SSE. La cartografía se ha basado en los lineamientos detectados en las fotos aéreas verticales y en cambios de espesores de las secuencias afectadas, pero la presencia de estas estructuras y el sentido de movimientos no ha sido verificado en el campo, debido al recubrimiento del terreno.

Este sistema se encuentra cartografiado en el valle del Río Chira, sector NO, afectando al evento Bocana y a las Formaciones Lancones, Venados y Orquetas, según la interpretación en imágenes de satélite; muestra movimientos dextrales y senestrales y pone en contacto, fuera del área de estudio, el Cretáceo con el Terciario marino. En el sector noreste de Las Lomas, las imágenes de satélite indican fallas deslizantes senestrales, no confirmadas en el campo.

### **Sistema Noroeste-Sureste (Mapa 2)**

Es el sistema de lineamientos estructurales mejor desarrollado en la Cuenca Lancones, con rumbos que varían entre N20°-30°O y N60°-70°O, en su mayor parte, como fallas senestrales. Este sistema, con sus respectivos movimientos de rumbo tiene capital importancia, por cuanto resulta compatible con el movimiento de giro en el sentido del reloj que la Cuenca Lancones ha sufrido durante el Cretáceo-Terciario

(Mourier et al., 1988), como parte integrante del “terreno Amotapes-Tahuín” (Aspden et al., 1995).

Las fallas y fracturas de este sistema, pese a su gran persistencia, no parecen tener grandes desplazamientos de rumbo, como puede observarse en los contactos de falla en las formaciones volcanoclásticas del Cretáceo que afloran en el valle del Río Chira (568,000 E; 9'504,000 N), a lo largo del Río Chipillico (592,000 E; 9'480,000) y en el sector noreste de Las Lomas. Sin embargo, en el sector del Río Quiroz (604,000 E; 9'500,000 N), los lineamientos cartografiados con fotos aéreas verticales y con imágenes de satélite, parecen corresponder a un fallamiento de rumbo con movimiento dextral, con cerca de 1 km de desplazamiento, de manera que los sinclinales de rumbo N30°E y de rumbo N70°E, habrían constituido una sola estructura y el cambio de rumbo en el último sinclinal podría deberse a efectos de arrastre relacionado con dicho fallamiento.

### **Sistema Este-Oeste (Mapa 2)**

Este sistema de fallamiento-fracturación es poco frecuente y constituye una variación de la deformación relacionada con el sistema noroeste-sureste.

La más evidente de este sistema, es la falla de rumbo dextral, con cerca de 16 km de longitud, cartografiada en fotos aéreas verticales a 25 km al norte-noreste de Las Lomas, donde nítidamente desplaza los ejes de pliegues que afectan la Formación La Bocana. Otros lineamientos relacionados con este sistema, se detectan con imágenes de satélite al norte del Río Quiroz, con movimientos dextrales, pero que

varían en el rumbo al sistema noreste-suroeste, cosa que podría deberse también a efectos de acortamiento en el rumbo de uno u otro sistema de fallamiento-fracturación.

En la parte central del área estudiada, el mapa de intensidad magnética total, muestra fajas arqueadas de rumbo general este-oeste, que aparentemente podrían indicar plegamientos apretados o cabalgamientos con ese rumbo. Sin embargo, se trata de fajas de fracturación y cizalla correspondientes a este sistema.

Estructuralmente, el rasgo más importante lo constituye la deflexión de Huancabamba (Fig. 22), con la que se desarrolló un sistema estructural complejo vinculado a dicha deflexión, destacando los sistemas NS, NNE-SSO, E-O y N50°O. El estadio compresivo de tectónica andina originó pliegues y fallamientos que se manifiestan diversamente en las diferentes unidades estratigráficas, debido a las características litológicas.

La intersección de fracturas se relaciona con zonas de debilidad, que fueron aprovechadas por los cuerpos intrusivos del área para su emplazamiento. También estas estructuras fueron favorables para el emplazamiento de los centros volcánicos y domos desarrollados en el Cretáceo.

Debido a lo suave de la topografía, así como al recubrimiento existente, en general se hace difícil reconocer en el campo estas fracturas, siendo la mayor parte de ellas interpretadas por estudios fotogeológicos.

### **3.2 Hipótesis de Trabajo**

Como se ha descrito en el primer capítulo, el descubrimiento de los diferentes depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) que constituyen el yacimiento de Tambo Grande (Foto 4) despertó el interés de numerosas Compañías Mineras por la exploración para el hallazgo de depósitos similares, pues como se sabe, este estilo de mineralización no se desarrolla de manera aislada, sino que por el contrario se forman grupos de depósitos, como por ejemplo los de la Faja Pirítica Ibérica (FPI).

Se han observado muchas manifestaciones que evidencian la presencia de SMV en los diferentes afloramientos de rocas volcánicas y volcano-sedimentarias de edad Cretácica en la Cuenca Lancones, tales como zonas de alteraciones hidrotermales, jaspes ferruginosos, gossans y zonas de “*stockwork*” (ver Fotos 3, 5, 9, 10, 12, 14, 15 y 16).

Sin embargo, se carecía de una síntesis general y, hasta la elaboración del presente estudio, nadie había determinado la existencia de dos fases de mineralización del tipo SMV. Se exploraban los indicios desde el mismo punto de vista.

Este estudio plantea una síntesis geológico-metalogénica y, como consecuencia, la hipótesis de la existencia de estos dos eventos o fases de mineralización, diferentes en contenido metálico, mineralogía, volumen, textura, morfología, ambiente de formación, geoquímica y edad.

A partir de los datos de campo y del proceso experimental vamos a demostrar la existencia de estas dos fases, que en términos de prospección requieren estrategias completamente distintas.

Y concluiremos finalmente estableciendo las asociaciones metalogénicas con los ambientes de formación, para crear patrones de exploración aplicables en otras cuencas similares en el Perú.

### **3.3 Metodología**

El estudio se realizó, básicamente, en cuatro etapas:

1. Compilación de la información
2. Cartografía
3. Proceso experimental
4. Procesamiento de la información e interpretación

#### **3.3.1 Compilación de la Información**

Esta etapa comprendió la obtención de toda la documentación que existe sobre el área de estudio (informes, tesis, planos, fotografías e imágenes aéreas, estudios geofísicos, publicaciones e información de las compañías petroleras), la cual se reorganizó según las siguientes categorías:

- Geología regional
- Estratigrafía
- Tectónica
- Geología estructural

- Metalogenia
- Geoquímica
- Geofísica

Dicha documentación se encuentra en las bibliotecas y bases de datos de Cía. de Minas Buenaventura S.A.A., Buenaventura Ingenieros S.A., BHPBilliton, *Manhattan Minerals Corporation*, INGEMMET, Sociedad Geológica del Perú, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Universidad Nacional de Ingeniería, Universidad Politécnica de Madrid y las diferentes publicaciones que se tienen al alcance vía Internet.

### **3.3.2 Cartografía**

Esta etapa del estudio consistió en cartografía geológica del área a escala 1/25,000, totalizando 24 cuadrángulos, es decir, un área de 76 km de largo por 56 km de ancho (Fig. 1). Luego se compiló la información y se elaboraron mosaicos a escala 1/100,000 (Mapa 1).

Cabe añadir que una gran limitación en los trabajos de cartografía geológica ha sido la presencia de abundante vegetación en la zona (Bosque Tropical). Podemos afirmar que la proporción de afloramientos en el área de estudio es entre 25 a 30% (Foto 8).

### **3.3.3 Proceso Experimental**

Paralelamente se recolectaron muestras para análisis geoquímicos, litogeoquímicos, petrográficos, mineragráficos y PIMA; también se realizó la identificación de rasgos estructurales y sedimentológicos, documentación gráfica y evaluación de los sondeos existentes con nuevos criterios para prospección de sulfuros masivos volcanogénicos.

### **3.3.3 Procesamiento de la Información e Interpretación**

Los datos se procesaron desde dos puntos de vista complementarios: uno establecido por la evolución geológica de la cuenca con criterios litológicos, estructurales y geoquímicos; y otro trató el ambiente de depósito asociado con los diferentes tipos de manifestaciones mineralizadas estudiadas, en relación con la evolución de la cuenca. Estos dos puntos de vista son integrados en la discusión final, para validar criterios que con claridad indican ambientes, tipos de rocas y depósitos minerales y para plantear las cuestiones que no tienen una clara explicación, las cuales se señalan para ulteriores investigaciones, tras discutir posibles respuestas.

A partir de toda la información obtenida en las anteriores etapas se realizó la correspondiente interpretación de los ambientes favorables para la formación de depósitos de sulfuros masivos y finalmente se compara la Cuenca Lancones con otras cuencas submarinas con actividad volcánica del Perú, a fin de aplicar los conocimientos adquiridos y orientar la exploración en las mismas.

## **4 OBSERVACIONES DE CAMPO Y PROCESO EXPERIMENTAL**

El presente capítulo describe las observaciones de campo y desarrolla el proceso experimental del estudio para llevar a cabo los objetivos trazados en el primer capítulo. Es importante mencionar que en el capítulo anterior ya se realizó una síntesis de la estratigrafía de la Cuenca Lancones, este capítulo se centrará fundamentalmente en la descripción de la estratigrafía favorable para las manifestaciones de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV). Esta reagrupación de formaciones geológicas está sintetizada en el mapa geológico (Mapa 1) y en sus respectivas secciones (1-A).

### **4.1 Estratigrafía**

El tipo de terreno que caracteriza a la región estudiada: espesa cobertura de suelos residuales, depósitos eólicos y depósitos de pie de monte, así como una vegetación exuberante, no han permitido que las observaciones de campo, cartografía e interpretación foto-geológica, tengan la necesaria resolución para ubicar los probables centros que aportaron rocas volcánicas Cretácicas a la Cuenca Lancones (Fotos 4 y 8).

Por otra parte, uno de los problemas frecuentes en los trabajos estratigráficos es la proliferación de nombres de formaciones geológicas, lo cual crea una confusión. Caldas y Farfán (1997), presentaron una nueva nomenclatura para las formaciones de la zona. En dichos trabajos renombraron a la Formación Volcánico Ereo como

Formación Chungas y a la Formación La Bocana como Formaciones Pilares (en lo que son los miembros volcánicos andesíticos y dacíticos) y Cabuyal, que es el miembro de carácter sedimentario. En el presente estudio se designa a toda la secuencia volcánica máfica denominada Ereo y/o Chungas como Complejo Basal Volcánico (CBV), mientras que la secuencia conocida como La Bocana, Pilares y/o Cabuyal es designada Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), con la finalidad de evitar mayores complicaciones con los términos (Mapa 1).

#### **4.1.1 Complejo Basal Volcánico (CBV)**

El Complejo Basal Volcánico (CBV) es la unidad geológica más antigua depositada en la Cuenca Lancones. Su base no se observa, pero se asume que reposa sobre el basamento Paleozoico o Precámbrico (Fig. 5).

Incluye las Formaciones Ereo y/o Chungas y las facies sedimentarias del Grupo San Pedro que se interdigitan con las Formaciones mencionadas (Fig. 5).

Según las ideas actuales (Tegart, et al. 2000), la Cuenca Lancones está ligada genéticamente al desarrollo del borde noroeste de Sudamérica, desde Piura hacia el norte, de forma separada respecto de lo que ocurrió de Chiclayo hacia el sur (Fig. 21 y 22). Este borde se desarrolló ligado a la apertura del Caribe. Se ha documentado el emplazamiento de material básico y toleítico Triásico-Jurásico-Cretáceo inferior en Ecuador y Colombia. Esto sugiere que el CBV sería la fase final de esta estructura de apertura, lo que lleva a pensar que el Volcánico Ereo sería Jurásico-Cretáceo inferior. Su potencia es de más de 1 km. Hacia la superficie, en cambio, se encuentran escasas riolitas y dacitas, pero relacionadas con la serie toleítica primitiva (Fig. 8). Esto, junto

con la escasez de sedimentos (Fig. 8), lleva a pensar que el ambiente de formación fue oceánico y lejano a la costa.

Las rocas volcánicas más antiguas perforadas hasta la fecha en el distrito de Tambo Grande son basaltos (Foto 1) de espesor desconocido (*Manhattan Minerals Corp.* 1999).

La litología está dominada por coladas lávicas masivas, con estructuras almohadilladas (“*pillows*”) que permiten definir la posición estructural en los afloramientos examinados (Foto 1). Esporádicamente, se distinguen estructuras autoclásticas en forma de brechas hialoclásticas, con sus característicos litoclastos con bordes de enfriamiento, embutidos en una matriz de microbrecha predominante, y lavas almohadilladas de composición basáltica (Foto 1), que atestiguan una acumulación volcánica en ambiente subacuático.

Las rocas volcánicas máficas basales depositadas en la Cuenca Lancones no tienen ningún aporte continental (Fig. 4). Los componentes félsicos del CBV son ricos en sodio y pobres en potasio, subalcalinas de afinidad toleítica (Diagramas 1 y 2) y revelan fundidos de origen basáltico oceánico (*Manhattan Minerals Corp.* 1999).

El Complejo Basal Volcánico (CBV) no es una secuencia constante de flujos lávicos andesítico-basálticos, pues existieron durante su evolución diferentes centros volcánicos a lo largo de una estructura de apertura “*rift*” (Mapa 2).

Los estudios geoquímicos previos de las rocas del CBV sugieren una afinidad toleítica (Tegart, P. 2000), confirmada en la presente investigación.

Esta unidad reviste capital importancia, debido a que en Tambo Grande constituye la roca de caja donde se han emplazado los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Fig. 8), por lo que los trabajos exploratorios para ubicar depósitos de este tipo tienen que partir de esta unidad geológica.

**Edad.-** La edad del CBV se suponía comprendida entre el Aptiano y el Albiano inferior. Según Tegart, P. (2000), las rocas del CBV, submarinas y bimodales, con predominio basáltico corresponden al Cretáceo inferior – medio o posiblemente a una época más antigua. Pero a partir de las nuevas interpretaciones acerca de su origen serían más bien Jurasicas, como lo sugieren las dataciones de Renio (Re) - Osmio (Os) realizadas en los sulfuros masivos del depósito TG1 del yacimiento de Tambo Grande, las cuales indican que su edad corresponde al Jurásico superior (ver apéndice de dataciones).

#### **4.1.2 Complejo Volcánico Sedimentario (CVS)**

El Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) es una gruesa acumulación de materiales volcanoclásticos gruesos y masivos y niveles sedimentarios, con afloramientos que cubren una buena parte central de la Cuenca Lancones (Mapa 1). Incluye la Formación La Bocana con sus miembros Pilares y Cabuyal (Fig. 5).

De acuerdo con las observaciones de campo, el CVS exhibe una facies litológica que se ajusta a un modelo de acumulación del tipo de coladas piroclásticas (Foto 7), con tamaños y formas de litoclastos muy particulares (muy diferentes a las brechas autoclásticas), pero es difícil establecer si el ambiente de emplazamiento fue

sub-aéreo o sub-acuático. Hacia la porción ecuatoriana de la Cuenca Lancones (Cuenca Celica) es más notoria la presencia de rocas volcánicas de ambiente sub-aéreo (Injoque, 2001).

Las perforaciones diamantinas realizadas hacia el sur del depósito de Tambo Grande indican que no se depositaron las facies sedimentarias del CVS, debido a una posible emersión de la cuenca en este sector.

Los materiales volcanoclásticos proximales en gran parte son caóticos, sin señales de estratificación y con un espesor que se estima puede pasar los 500 metros, que lateralmente y en forma progresiva se adelgaza, interdigitándose, dichos materiales, con las formaciones sedimentarias volcanogénicas en las partes distales del arco volcánico (Fig. 5). Las rocas están cloritizadas y epidotizadas y son de color gris-verdoso, siendo los litoclastos más claros respecto a la matriz, la que presenta una coloración gris-verdosa más oscura. Mayormente estas rocas son de composición andesítica y dacítica, de afinidad calco-alcalina en transición a toleíticas (Diagramas 2 y 4).

El Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) no es una secuencia homogénea debido a la existencia de diferentes centros volcánicos y a la vez varias sub-cuencas de sedimentación, por lo que no existe una correlación litoestratigráfica constante.

El CVS alberga todos los indicios y depósitos tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), (ver Tabla 9), tales como Cerro Colorado (Foto 9), Tomapampa y Potrobayo (Mapa 3).

**Edad.-** El CVS es de edad Albiano medio a superior. Los restos fósiles son la principal guía para determinar su edad relativa. No existen, a la fecha, dataciones absolutas de este evento volcánico-sedimentario.

#### **4.1.3 Formación o Evento Lancones**

La Formación Lancones es una secuencia sedimentaria volcanoclástica que aflora en el sector del antiguo poblado de Lancones. En la sub-cuenca occidental, sus afloramientos están ampliamente distribuidos en ambas márgenes del Río Chira (Mapa 1).

Esta constituida por facies volcánicas piroclásticas de ambiente sub-aéreo, intercaladas con algunos niveles sedimentarios restringidos.

Comprende a las Formaciones Lancones y Venados descritas en el capítulo 2.

Las rocas son de composición mayormente andesíticas y de afinidad calco-alcalina (Caldas, 1997).

En el reconocimiento efectuado para la elaboración del presente estudio no se observó la presencia de ninguna manifestación o indicio del tipo sulfuro masivo volcanogénico (SMV).

**Edad.-** La Formación Lancones tendría un rango de edad comprendido entre el Albiano superior y el Cenomaniano inferior. Los restos fósiles y su posición estratigráfica son las principales guía para determinar su edad relativa.

## **4.2 Metalogenia**

El presente sub-capítulo describe los diferentes estilos de mineralización reconocidos en la Cuenca Lancones, durante la etapa de cartografía geológica realizada para esta investigación (Mapa 3). Cabe añadir, que la zona fue estudiada, inicialmente, por su prospectividad por SMV, sin embargo se han encontrado diferentes estilos de mineralización, por lo cual se considera a la Cuenca Lancones como un metalotecto, denominado “Metalotecto Lancones”.

La metalogenia de la zona de estudio de la Cuenca Lancones está caracterizada por la presencia de: 1) Depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos, asociados al volcanismo submarino Albiano y pre-Albiano dentro del Metalotecto Lancones, 2) Depósitos tipo pórfidos cupríferos, 3) Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración, 4) Depósitos tipo skarn y 5) Vetas polimetálicas.

### **4.2.1 Depósitos Volcanogénicos de Sulfuros Masivos**

Dentro del Metalotecto Lancones se han identificado dos etapas de mineralización con características volcanogénicas de sulfuros masivos (Tabla 9 y Fig. 6 y 13), muy diferentes: la primera dentro del evento Volcánico Ereo, donde se encuentra el yacimiento de Tambo Grande (Cu-Zn); la segunda, dentro del evento volcánico La Bocana, donde se alojan los principales indicios y depósitos del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Mapas 1 y 3.

### **Depósitos Tipo Tambo Grande (Cu-Zn)**

El antecedente metalogénico más relevante a nivel regional, lo constituye el depósito polimetálico de tipo volcanogénico de sulfuros masivos de Tambo Grande, el que se manifiesta como un prominente afloramiento sílico ferruginoso a manera de gossan asociado, de 550 x 200 m, ubicado bajo el poblado de Tambo Grande (Foto 4). Dicho afloramiento silíceo es la única manifestación superficial del yacimiento, denominado por “*Manhattan Minerals Corporation*” como TG1, cuya parte mineralizada se encuentra entre los 50 m y 220 m de profundidad, con dimensiones de 950 m de largo y 360 m de ancho. En este depósito se han cubicado reservas cercanas a los 64 millones de toneladas con 1.7% de Cu, 1.4% de Zn, 0.7 g/t de Au y 31 g/t de Ag (Tegart et al. 2000). Los alrededores del afloramiento se encuentran totalmente cubiertos por arena y material Cuaternario (Mapa 1). El TG1 polimetálico es un depósito de sulfuros masivos, explotable por métodos de tajo abierto y está prácticamente delimitado.

El sulfuro masivo del depósito TG1 fue descubierto por el BRGM (“*Bureau de Recherches Géologiques et Minières*”) francés con la cooperación del INGEMMET (Instituto Geológico Minero Metalúrgico del Perú) en la década del 70. Los sulfuros están recubiertos por una unidad compuesta de baritina, con alta ley de oro, y sílice ferruginosa exhalativa (Fig. 16). El horizonte aurífero, baritina con óxidos (Foto 6), tiene un espesor promedio de 14 metros y cubre un área de 750 m de largo por 400 metros de ancho y contiene un recurso inferido de 8 millones de toneladas con leyes de 5.2 g/t de Au (1.3 millones de onzas) y 48 g/t de Ag (12.4 millones de onzas). Este horizonte (15% del volumen total del depósito se encuentra encima de los sulfuros masivos (85%), con la

parte norte desplazada en esa misma dirección, sobrepasando el límite del área ocupada por los sulfuros masivos polimetálicos y es también explotable a tajo abierto (“*Open Pit*”). Este yacimiento todavía no está delimitado, por lo que los recursos podrían incrementarse (Fig. 16).

Recientemente se ha descubierto el depósito TG3 compuesto por múltiples lentes de sulfuros y asociado a domos de composición dacítica dentro de un encajante basáltico en un graben secundario (Fig. 9). Este depósito de sulfuros masivos cuenta con una longitud de poco más de un kilómetro y localmente excede los 550 metros de ancho y tiene un espesor superior a los 300 metros. Dicho depósito se encuentra a una profundidad de aproximadamente 120 m. El depósito TG3 contiene un recurso inferido de 110 millones de toneladas con leyes de 0.7% de Cu, 1.0% de Zn, 0.7 g/t de Au y 19 g/t de Ag.

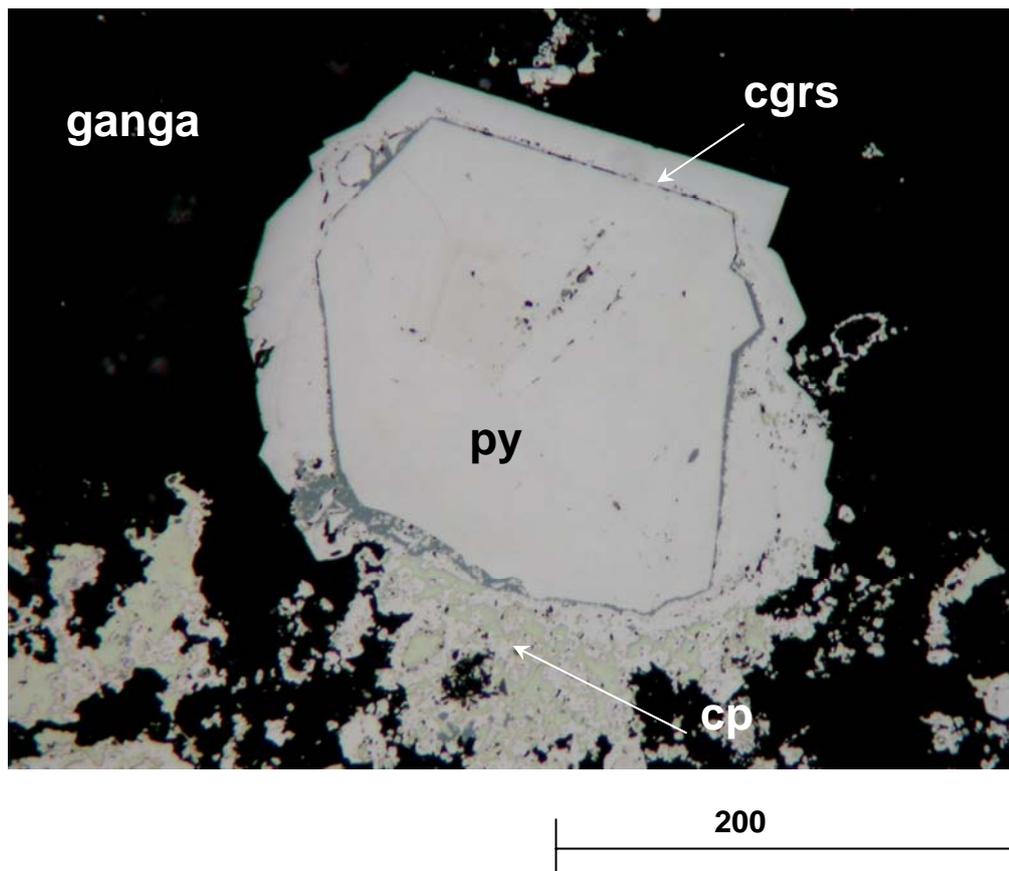
Sumados los contenidos metálicos del TG1 y TG3, Tambo Grande llega a constituir un yacimiento de clase mundial (Tabla 8).

TG1 es un yacimiento de menor volumen que TG3, pero de mejor ley de mineral y menos profundo, por lo cual requiere un menor desbroce. Adicionalmente, parte de este desbroce corresponde al yacimiento denominado TG1 aurífero, por lo que su costo de extracción se reducirá significativamente. Por esta razón, se tiene programado explotar ambos yacimientos en forma secuencial, iniciando la etapa de explotación con el TG1 y cuatro o cinco años después, con una concentradora ampliada, la explotación del TG3. Esto no significa que el TG1 quedará agotado en ese período, ya que si bien la

parte aurífera podría agotarse durante los cinco primeros años, las reservas del depósito de sulfuros deben durar aproximadamente 20 años (L & L Editores SRL. 2000).

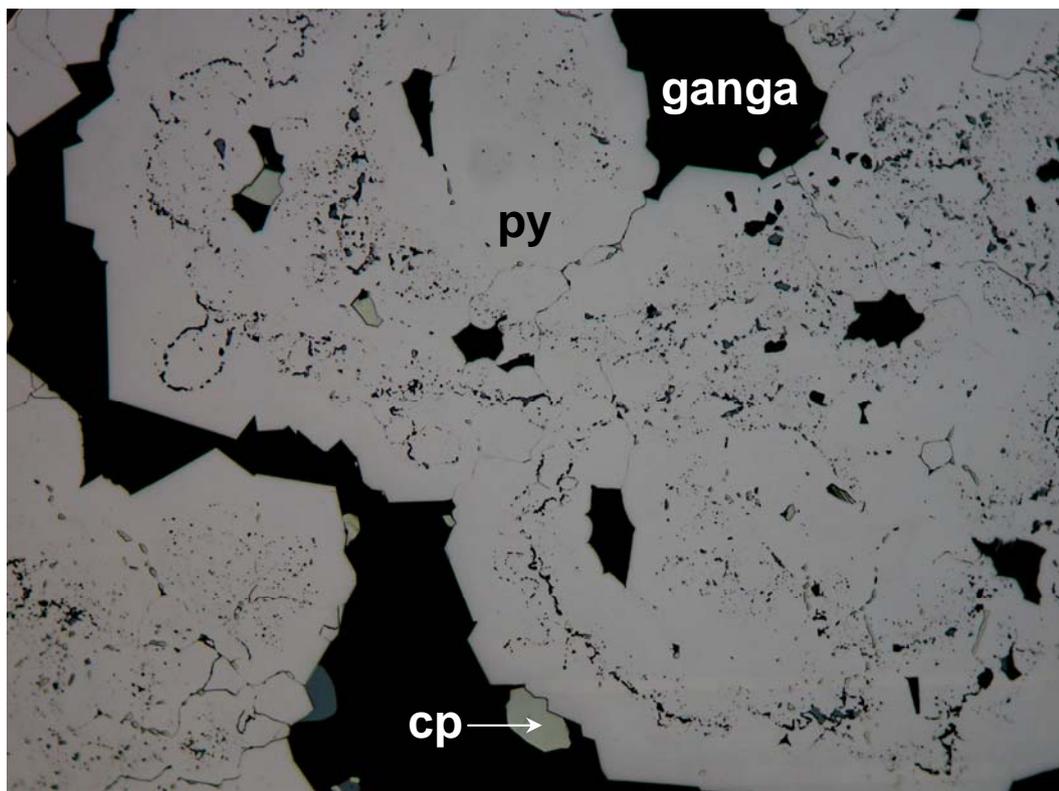
En enero del año 2000 se anunció el descubrimiento de un tercer depósito de sulfuros masivos conocido como B5. Dicho cuerpo se ubica a 11 km al sur del los ya conocidos TG1 y TG3 (Fig. 18).

En las perforaciones se interceptó 142 metros de sulfuros masivos (entre los 436 y 578 metros de profundidad) con leyes de 0.5% de Cu, 0.9% de Zn, 0.6 g/t de Au y 17 g/t de Ag; un intervalo enriquecido de 23 metros (desde los 464 hasta los 487 metros de profundidad) dentro de éstos muestra leyes de 2.0% de Cu, 3.5% de Zn, 1.0 g/t de Au y 56 g/t de Ag (Tegart, P. 2000)



**Muestra: B5**

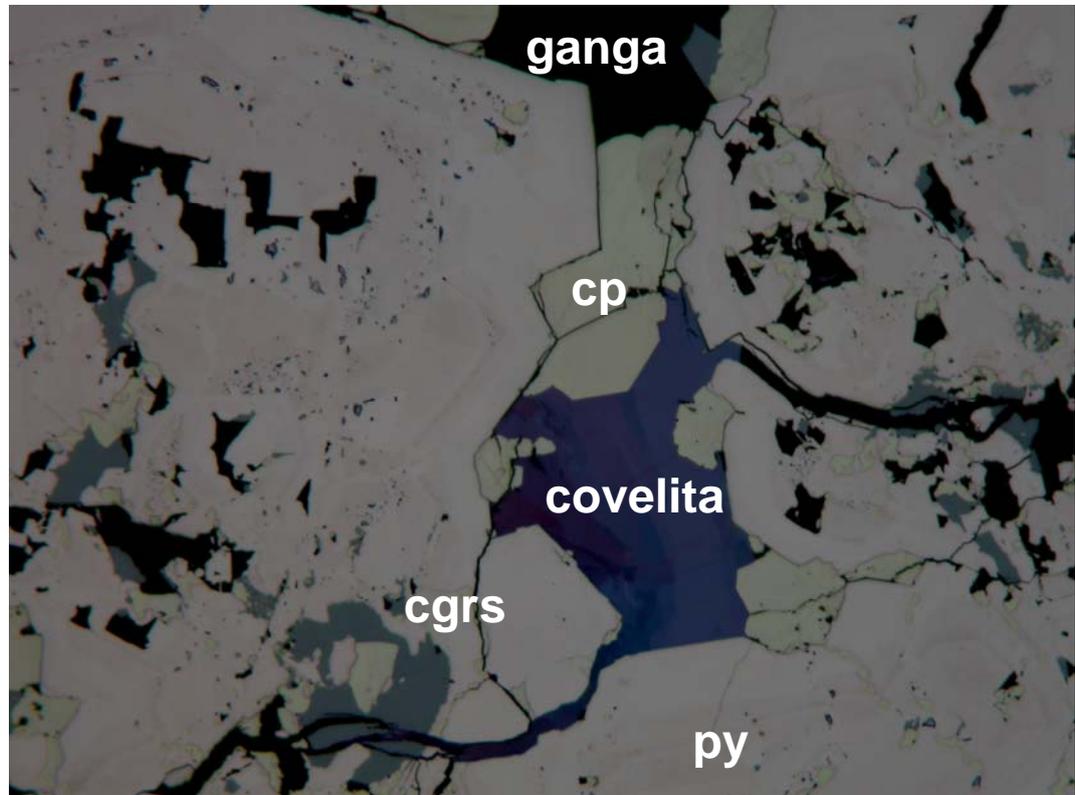
**Descripción:** cristal idiomorfo de pirita (py) con corona de cobres grises (cgrs) y, finalmente, sellado por una fase postuma de pirita; agregado externo de pirita y calcopirita (cp). Recristalización de la pirita de primera generación y reemplazamiento por calcopirita tardía. 200  $\mu$ .



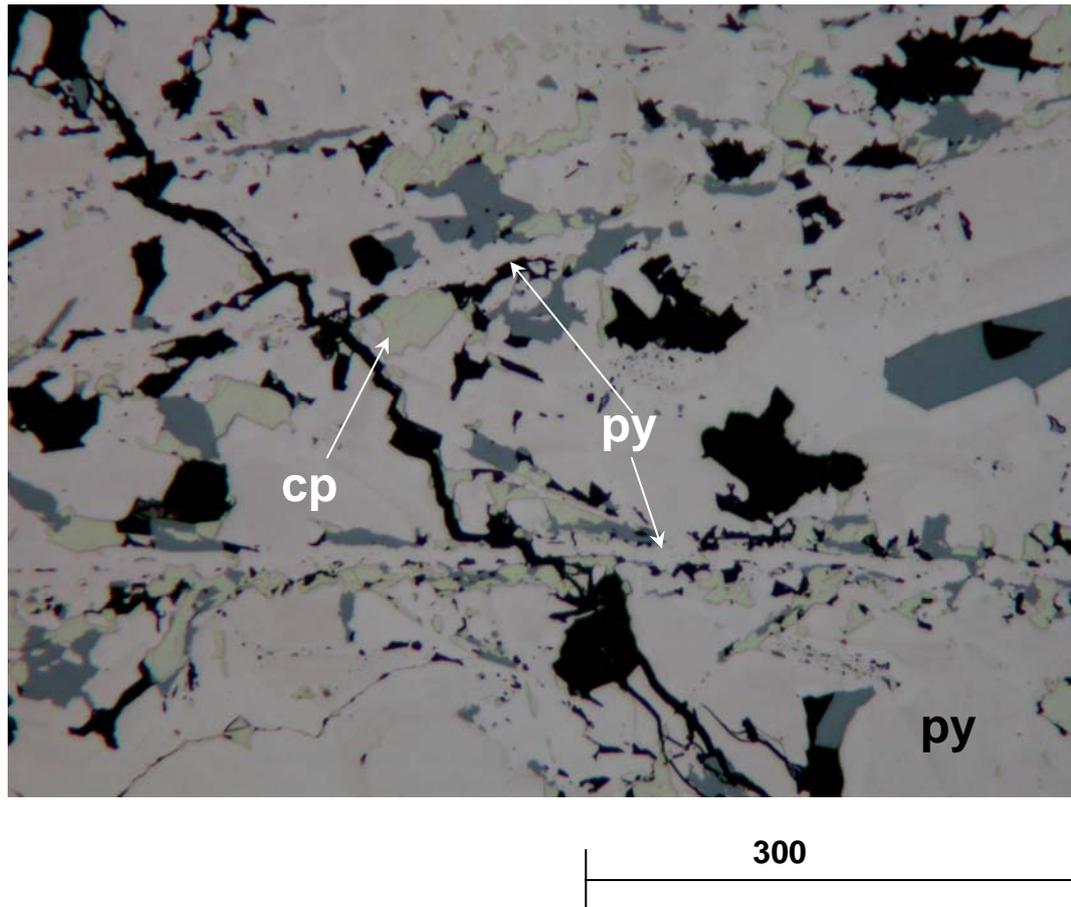
**Muestra: B5**

**Descripción:** textura botroidal o coliforme relictas en masa cristalina, evidencia el carácter sedimentario del sulfuro.

**Obsérvense los contornos idiomorfos de la pirita recristalizada (ángulo superior izquierdo). 300  $\mu$ .**

**Muestra: B5**

**Descripción: covelita intersticial y rellenando fracturas conjuntamente con la calcopirita (cp) y cobres grises (cgrs) reemplazando la pirita de primera generación. Las dos generaciones de pirita se evidencian por el carácter poroso de la primera, que aparece en los núcleos de los agregados y el carácter límpido o masivo de la segunda, que aparece en la periferia con contornos idiomorfos. 200  $\mu$ .**



**Muestra: B5**

**Descripción: fase postuma de pirita (py), se notan claramente las estructuras de pirita cortando el sulfuro pre-existente y la calcopirita (cp) reemplazando la pirita de primera generación.**

El cobre y zinc contenidos en los depósitos de Tambo Grande son comparables a otros de similar tamaño en la clasificación de sulfuros masivos volcanogénicos máficos bimodales (Fig. 10), pero el contenido promedio de oro (Au) y plata (Ag) en Tambo Grande (TG1-TG3-B5) es más alto. Los depósitos están clásicamente zonados, con núcleos de pirita, reemplazamiento basal de cobre, con zonas de calcopirita y zonas periféricas con Cu, Zn, Ag y Au en forma de calcopirita, esfalerita y tenantita (Cartensen, A. y Córdova, A. 2000).

El yacimiento de Tambo Grande se ha formado en cuencas secundarias o terciarias (Fig. 18) dentro de un posible graben estructural o un “*rift*” de apertura de la corteza oceánica (Mapa 2), entre dos bloques continentales denominados Amotapes y Olmos (Fig. 5).

Tambo Grande y todas las anomalías geofísicas (gravimétricas) se encuentran dentro de estas sub-cuencas (Fig. 18). Estas sub-cuencas, por presentarse en basaltos magnéticos, son modeladas magnéticamente como cuencas elongadas coincidentes con anomalías gravimétricas positivas. Tambo Grande (TG1), TG3, B5 y las demás anomalías, de acuerdo con estos modelos forman dos alineamientos secundarios dentro de la estructura principal (Fig. 18).

### **Depósitos Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)**

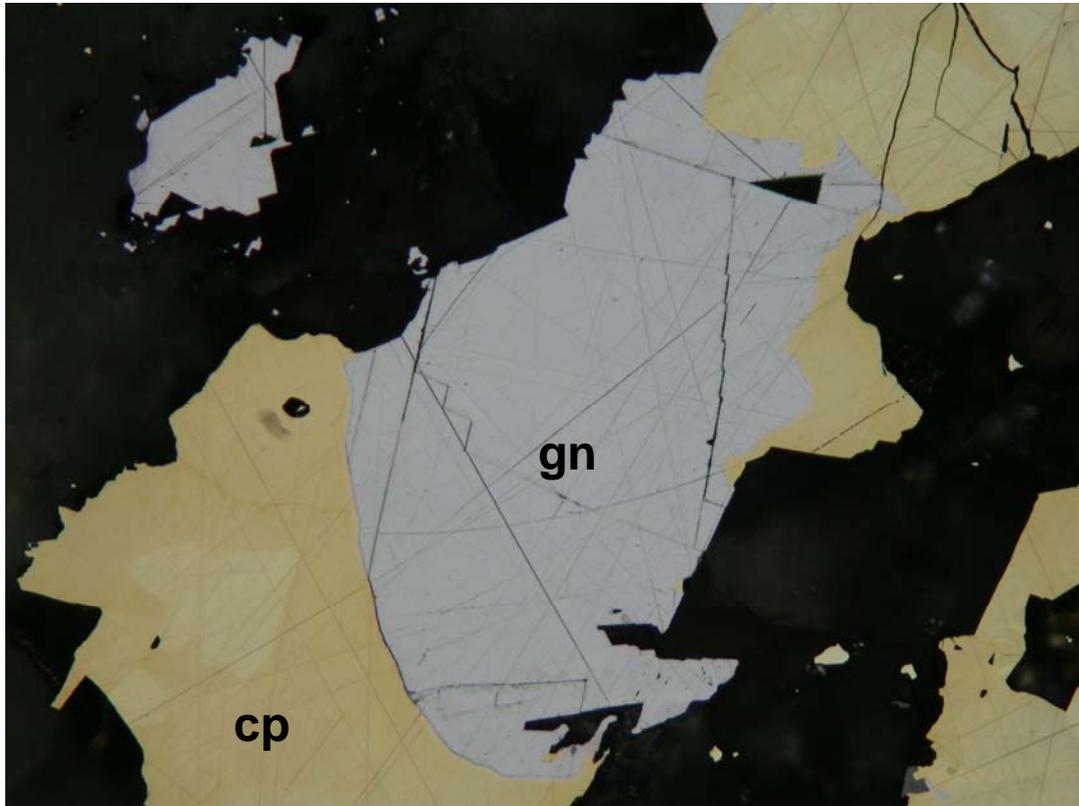
Por otro lado, los depósitos emplazados en la Formación La Bocana (Mapa 1), tienen un ambiente de formación sub-marino somero, determinado por las características petrográficas, geoquímicas y geológicas de estas manifestaciones. El espesor promedio de la Formación La Bocana, a partir de las columnas estratigráficas de los sondeos de perforación diamantina de los diferentes indicios, puede valorarse entre los 300 m y poco más de 450 m.

Se han localizado varios afloramientos sílico ferruginosos (Fotos 10, 14 y 15) en el área de estudio de la Cuenca Lancones, destacando entre todos ellos los indicios de Cerro Colorado, Potrobayo (Foto 16) y Tomapampa (Mapa 3).

Adicionalmente a estos indicios, se han reconocido otras áreas con manifestaciones de jaspes y horizontes de baritina exhalativa, entre las que destacan las localidades de La Chorrera, La Copa, Papayo, Revolcadero y Suyo, por citar alguna que revisten interés por su potencial en profundidad para yacimientos del tipo Kuroko (Martínez, J. C. y Serrano, M. 1997) (Mapa 3).

Este tipo de depósitos se asocia a las secuencias félsicas (domos de composición dacítica) del volcanismo bimodal de la Formación La Bocana, correspondiendo con el esquema clásico de los yacimientos del tipo Kuroko (Fig 7 y Foto 16). Sobre algunos sulfuros masivos aflorantes, los que por intemperismo se presentan como gossan, se observan horizontes de baritina y jaspes (ver PIMA) de origen exhalativo (Fotos 10, 14 y 15).

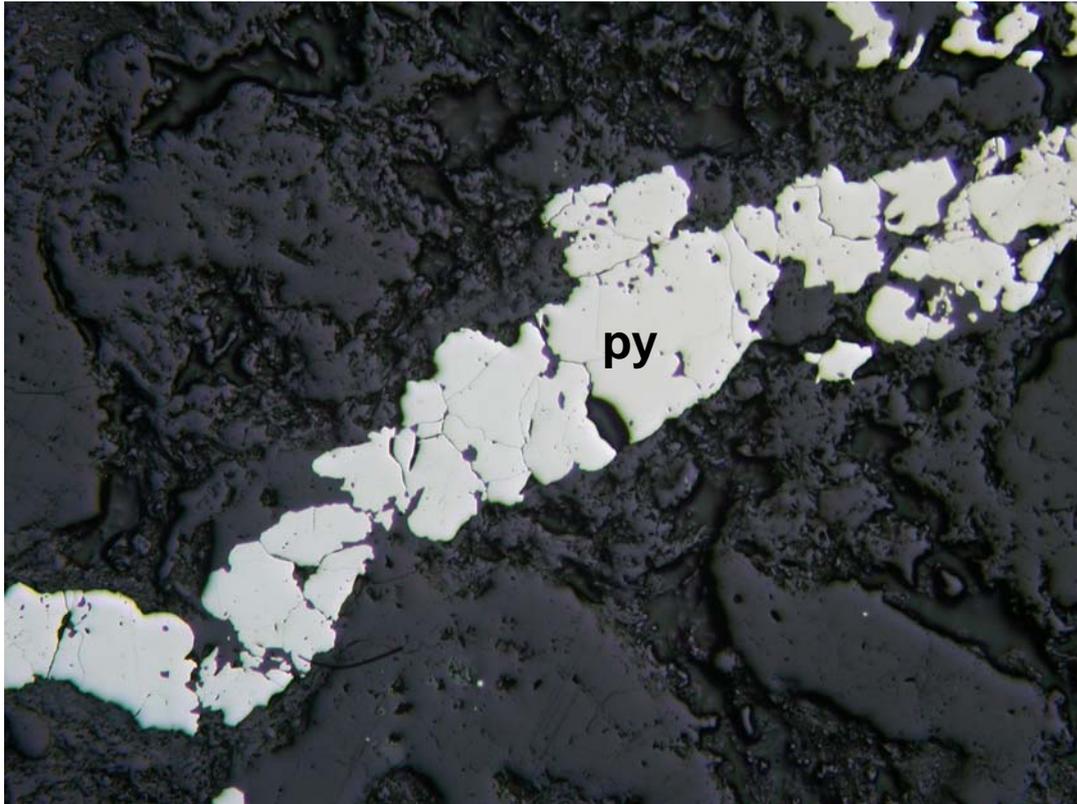
En los domos dacíticos se desarrollan zonas de “*stockwork y/o stringer*” de pirita. El ejemplo más notable de este estilo de mineralización SMV se da en algunos sondeos del indicio Cerro Colorado (Fotos 11 y 12). Las alteraciones hidrotermales también son coincidentes con los esquemas de los depósitos tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), con un centro silíceo, con presencia de clorita rica en hierro, márgenes serícíticos (ver PIMA) y hacia la periferia de los cuerpos presencia de zonas epidotizadas (Fig. 7).



800

**Muestra: TCC-17-96 (42.50 m)**

**Descripción: vena de calcopirita (cp) con inclusión de galena (gn)**



3000

**Muestra: TCC-18-96 (78.25)**

**Descripción: vena de pirita (py) de la zona del “*stockwork*” del indicio de SMV Cerro Colorado. Existe una cierta dislocación en la continuidad de la estructura. 3000  $\mu$ .**

#### **4.2.2 Depósitos del Tipo Pórfidos Cupríferos**

Se han reconocido otras evidencias de mineralización en cuerpos intrusivos ácidos a intermedios, con débiles a moderadas manifestaciones superficiales de tipo pórfido de cobre, molibdeno y oro (Orquetas, Los Encuentros, Curí-Lagartos, Cerro Chancadora, Cascajo Blanco, etc). Algunos de estos indicios fueron perforados por

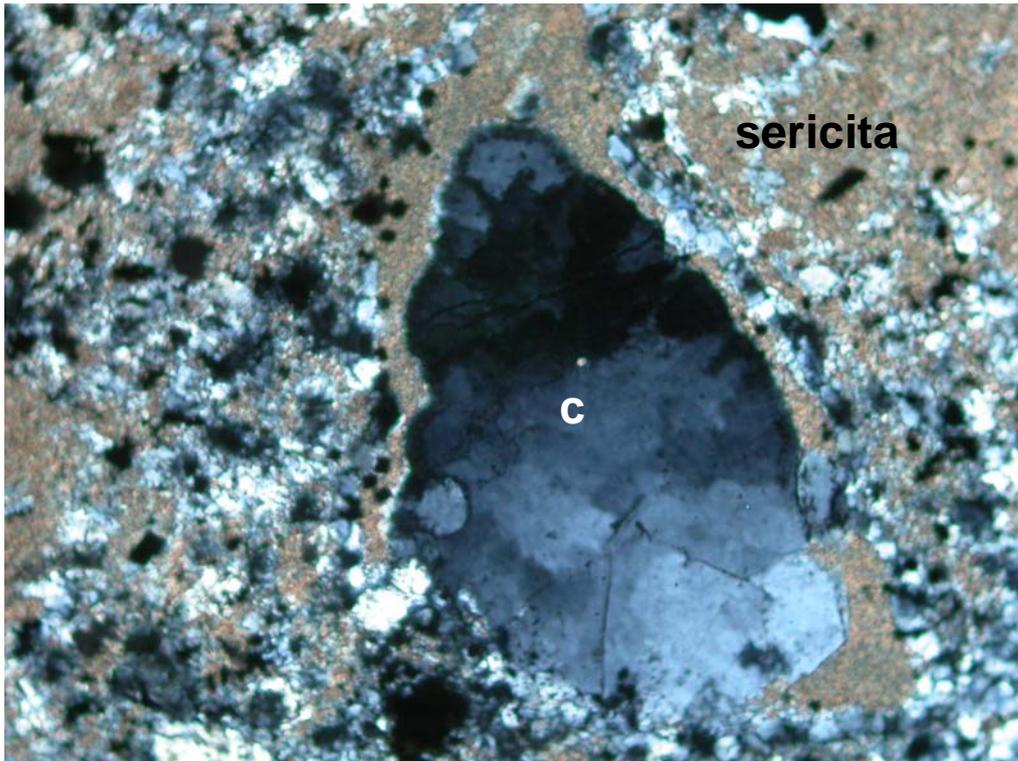
compañías mineras como Britania Gold y Billiton pero sin resultados positivos (Mapa 3).

Este cinturón de intrusiones de rumbo N40°E (Mapa 2) se extiende hacia la zona ecuatorial de la Cuenca Lancones (Celica), donde también existen manifestaciones de este tipo de depósitos, como son el caso de Linderos, Río Playas, El Huato, Tangua, por citar algunos de ellos.

El indicio Orquetas, se encuentra ubicado en la quebrada Salados, a 5 km al noroeste del poblado de Las Lomas. El área de alteración está desarrollada en la granodiorita Las Lomas, cubriendo una extensión aproximada de 1,000 x 700 m, y consiste en vetillas rellenas de óxidos y una alteración argílica supergénica moderada. La compañía minera Britania Gold efectuó estudios geofísicos, detectando una anomalía, pero la perforación exploratoria indicó leve diseminación y vetillas muy esporádicas de calcopirita, razón por la cual el indicio fue abandonado.

El indicio Curí-Lagartos se encuentra ubicado al suroeste de la zona de estudio, desarrollado en la granodiorita La Huanca, consiste en una ligera alteración argílica supergénica y márgenes propilíticos, sobre-impuesta por vetillas con óxidos. La compañía Billiton en “*Joint Venture*” con San Ignacio de Morococha, lo exploró como un posible pórfido de cobre, realizando dos trincheras de 1,000 m de longitud, paralelas y de rumbo NO-SE; sin embargo la perforación no dio buenos resultados. Los valores en las trincheras indicaban sólo rangos de Cu (200 a 908 ppm) y Mo (17 a 117 ppm) algo anómalos.

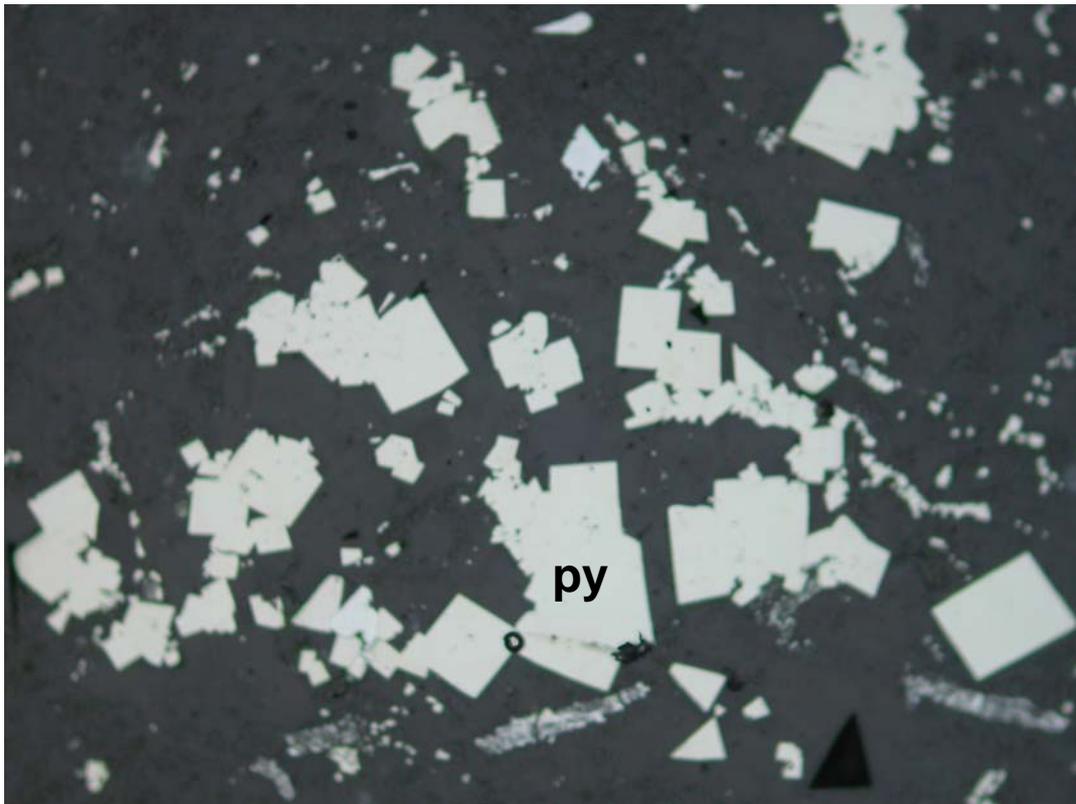
El indicio Cerro Chancadora, se encuentra ubicado a 10 km al sur del Reservorio de Poechos (Mapa 3). La alteración está desarrollada en un granito rojo fuertemente cizallado a lo largo de un rumbo NO-SE y cuyas fracturas se encuentran con rellenos de limonita y esporádicamente con carbonatos de cobre, además de un entramado reticular de cuarzo (Foto 18). El cerro tiene una extensión aproximada de 300 m x 300 m, encontrándose rodeado por un extenso manto de arena, por lo que el tamaño podría incrementarse lateralmente. El depósito se encuentra en explotación como cantera de material para la construcción.



600 micras

**Muestra: 5551**

**Descripción: vesículas rellenas de cuarzo (cz), asociado a la alteración. 600  $\mu$ .**



500

**Muestra: 5551**

**Descripción: imagen en luz reflejada, Se aprecia nítidamente la distribución de la pirita (py) reemplazando un agregado. 500  $\mu$**

Se tomaron 3 muestras referenciales para análisis geoquímico, que dieron 3 valores anómalos de Cu (145, 271 y 972 ppm) y 2 de Mo (118 y 463 ppm). Superando la situación legal del área (propiedad del gobierno peruano), convendría efectuar un muestreo sistemático con una malla de 25 x 25 m, a fin de establecer el potencial prospectivo del área.

Finalmente ha de mencionarse el área de Cascajo Blanco, que tiene un granito blanco rosado de grano grueso, con abundantes vetillas reticulares de cuarzo hialino y alteración potásica, así como débil presencia de cuarzo y sericita, el cual intruye la Formación La Bocana en su fase sedimentaria (Caldas, 1997).

#### **4.2.3 Depósitos Epitermales del Tipo Alta y Baja Sulfuración**

Otro estilo de mineralización presente en el área de estudio de la Cuenca Lancones está representado por sistemas epitermales de alta (AS) y baja sulfuración (BS).

Estos sistemas se emplazan tanto en la Formación La Bocana como en las secuencias volcánicas de la Formación Lancones. Sólo se ha identificado la presencia de algunas anomalías de oro en los indicios del tipo baja sulfuración (BS).

Los sistemas AS y BS se encuentran asociados geográficamente a los sistemas de pórfidos cupríferos, pues coinciden en posición y mantienen el mismo rumbo en su alineación, N40°E (Mapa 2).

Se encuentran próximos a intrusiones sub-volcánicas y/o domos de composición mayormente dacítica, donde se observa la presencia de alteración argílica a argílica avanzada, en algunas ocasiones con de sílice residual porosa (“*vuggy silica*”).

Los sistemas epitermales del tipo alta sulfuración (AS) se manifiestan como mineralización de “*stockwork*” en los domos félsicos o como cuerpos de brechas hidrotermales. Las manifestaciones más representativas son los indicios Chivatos y Pilares (Mapa 3).

Mientras que los sistemas del tipo baja sulfuración (BS) se manifiestan a manera de vetas de cuarzo, con textura crustiforme y una alteración marginal de sericita-adularia. Estas vetas poseen potencias que varían entre algunos centímetros hasta 3 metros, en los afloramientos reconocidos en el terreno.

Las manifestaciones más representativas de este segundo tipo de mineralización epitermal lo constituyen los indicios Algodonal, Alumbre, Naranja, Pueblo Nuevo, Bolsa del Diablo, Guitarras, Chiqueros y Calabazas (Mapa 3).

Debe destacarse además que en las orillas de algunos ríos y quebradas importantes, ubicadas en las inmediaciones de dichos indicios, se encuentran algunos lavaderos artesanales de oro transportado, donde unos pocos mineros informales trabajan muy ocasionalmente (Martínez, J. C. y Serrano, M. 1997).

No existe bibliografía previa sobre este tipo de depósitos en esta zona del Perú. Pero en Ecuador en las inmediaciones de la ciudad de Zapotillo se encuentra el indicio del tipo alta sulfuración (AS) Pampa Blanca o mina Karina, donde existen perforaciones diamantinas, incluso algunos cateos de mineros informales.

Es importante concluir que este estilo de mineralización no ha sido aún prospectada sistemáticamente por compañías mineras, constituyendo por lo tanto un buen objetivo de exploraciones a futuro.

#### **4.2.4 Depósitos Tipo Skarn**

Por otro lado han de mencionarse la esporádica presencia de mineralizaciones del tipo skarn, al contacto de stocks sub-volcánicos ácidos e intermedios y unidades

correspondientes al Complejo Plutónico Las Lomas (Mapa 1) y las secuencias carbonatadas de la Formación La Bocana, pero sin valor económico alguno. Se observa exclusivamente presencia de magnetita y manifestaciones de actinolita, granates, epidota, pirita y carbonatos de cobre. Estos stocks presentan una morfología de colinas bajas aisladas (Caldas, J. y Farfán, C. 1997). Entre estas manifestaciones podemos citar a los indicios El Noque, Tejedores y Pueblo Nuevo (Mapa 3).

#### **4.2.5 Depósitos Vetiformes**

Finalmente, en algunas áreas se reconocieron estructuras vetiformes o filones con débil mineralización polimetálica (Cu-Pb-Zn y baritina), como Papayo, Revolcadero, Recodo, La Copa, Silverios, etc. (Mapa 3), estos indicios filonianos son abundantes, de tamaño pequeño y sin interés económico. Sin embargo, su estudio puede proporcionar información valiosa para investigar posibles yacimientos ocultos, que hayan experimentado procesos de removilización en etapas de fracturación tardías.

Las vetas por lo general muestran un rumbo NE y sus espesores varían desde escasos centímetros hasta 6 metros, siendo su continuidad muy restringida.

Este tipo de depósitos se emplaza en la Formación La Bocana, en la mayor parte de los casos, sin embargo existen algunas manifestaciones asociadas al Volcánico Ereo.

Por último, se han encontrado varios cateos y labores artesanales de explotación de baritina, que fue extraída con intensidad hace más de tres décadas y que en la actualidad están abandonados (Cerro Colorado, Papayo, Silverios, Tomapampa). Generalmente las explotaciones de baritina, en el área de estudio, corresponden a manifestaciones hidrotermales tardías, pero como se acaba de mencionar, podrían ser efecto de procesos

de removilización. También existe presencia de baritina exhalativa, según indican los sondeos diamantinos, la cual se presenta como un manto coronando los cuerpos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV).

### **4.3 Litogeoquímica de Rocas Volcánicas**

El objetivo fundamental de este sub-capítulo es investigar las características geoquímicas de cada una de las Formaciones prospectivas para depósitos de sulfuros masivos, para poder diferenciarlas y asociarlas luego con los estilos de mineralización y con ello generar modelos para su identificación. En primera instancia se presentará una breve introducción teórica, para luego analizar y discutir la litogeoquímica de las rocas volcánicas de la Cuenca Lancones.

#### **4.3.1 Objetivos del Uso de Datos Litogeoquímicos**

Los objetivos son:

- 1) Determinar la afinidad geoquímica de las rocas de la Cuenca Lancones.
- 2) Interpretar las relaciones entre poblaciones y posibles asociaciones geoquímicas de cada Formación prospectiva para depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) .
- 3) Relacionar poblaciones y sub-poblaciones con los tipos de ambientes tectónicos de formación en la Cuenca Lancones.

#### **4.3.2 Generalidades**

Los elementos químicos se clasifican por abundancia de la siguiente forma:

>1% = elementos mayores u óxidos mayores

$>0.1$  pero  $< 1$  % = elementos menores

$< 0.1$  % (1000 ppm) = elementos traza

Los elementos son también clasificados como compatibles o incompatibles, dependiendo de la tendencia del elemento a pasar al magma durante fusión parcial (incompatible) o a quedarse en el residuo (compatible).

Otra forma de clasificarlos es basándose en su radio iónico ( $r_i$ ) y su carga iónica ( $c_i$ ).

Los elementos con pequeño radio iónico y carga relativamente baja tienden a ser compatibles. Los elementos con la misma carga iónica y tamaño mostrarán, previsiblemente, un comportamiento geoquímico similar.

A partir del cociente  $c_i/r_i$  (potencial iónico o fuerza de campo) se clasifican los subgrupos llamados **LFSE** (*Low Field Strength Elements*, elementos de baja fuerza de campo, con  $c_i/r_i < 2$ ) y **HFSE** (*High Field Strength Elements*, elementos de alta fuerza de campo, con  $c_i/r_i > 2$ ).

Otra clase comúnmente observada en literatura geoquímica es **LILE** (*Large Ion Lithophile Elements*, elementos litófilos de ión grande) que incluye aquellos elementos con gran radio iónico ( $0.94 < r_i < 1.67$  Armstrong), que en general se corresponden con el grupo LFSE.

El grupo de tierras raras (**REE**, *Rare Earth Elements*) es, por su insolubilidad/inmovilidad, muy útil para investigar la petrogénesis. Los elementos de este grupo se combinan con valencia +3, excepto el Eu (+2 y +3) y Ce (+3 y +4); éstos

tienen análogo comportamiento químico pero pequeñas diferencias en su radio iónico lo que facilita su diferenciación. En general, los de mayor radio iónico (La) tienden a ser más incompatibles que los de menor radio iónico (Yb). El cociente La/Yb (Rollinson, 1993) indica el enriquecimiento en tierras raras ligeras (**LREE**, *Light Rare Earth Elements*) con respecto a las tierras raras pesadas (**HREE**, *High Rare Earth Elements*). Se usarán valores normalizados a condritas según se explica en el acápite 4.3.7.

### **4.3.3 Breves Consideraciones Petrogenéticas**

Partiendo del supuesto de magmas que pueden generarse por fusión parcial del manto, en un segundo paso estos magmas interactúan con la corteza. Durante su ascenso los magmas pueden diferenciarse o asimilar corteza antes de su final emplazamiento en la corteza superior. El porcentaje de fusión parcial del manto influye en la relación de elementos compatibles e incompatibles en el magma inicial. En zonas de fuerte extensión, la fusión parcial puede ser cercana al 100 % y la interacción con la corteza, mínima; por lo tanto, las firmas de las rocas normalizadas son cercanas a 1 con respecto a los valores del manto. Por otro lado, en zonas de compresión o zonas de gruesa corteza continental, la fusión parcial es menor; por lo tanto las rocas se enriquecen en elementos incompatibles, característica que también se ve acentuada por contaminación de la corteza. Las rocas de zonas de extensión con poco tiempo o espacio para ser diferenciadas tienden a tener altos contenidos de Mg y Fe y bajos de K (toleíticas), mientras que, en zonas donde el espesor de la corteza permite la interacción con ésta, los magmas tienden a ser calco-alcalinos. En conclusión, la composición final de las rocas ígneas depende del origen de los

magmas, del porcentaje de fusión parcial y, por ende, del ambiente tectónico así como del espesor y composición de la corteza donde son emplazados.

### **Caracteres Geoquímicos de las Rocas Volcánicas**

Los caracteres geoquímicos de una roca volcánica dependen, por lo menos, de dos factores:

- La composición del magma inicial (“magma primario”), determinada: (i) por la composición química y mineralógica de las “rocas madre” que le dan origen y (ii) por las condiciones de temperatura y presión que provocan su fusión parcial.
- La diferenciación de este magma por cristalización fraccionada de minerales, a medida que disminuyen la temperatura y la presión. Asimismo, la contaminación cortical.

En consecuencia, la clasificación geoquímica de las rocas volcánicas emitidas en los márgenes y arcos activos debe ser “genética”, es decir, debe separar las lavas procedentes de distintos magmas primarios y “rocas madre”, o las producidas por diversos procesos de diferenciación. Pueden distinguirse tres “series”, especialmente según los contenidos de álcalis y óxido de hierro:

#### **La Serie Toleítica**

Se caracteriza por su pobreza en potasio (menos del 1%) y en  $\text{TiO}_2$ , por un enriquecimiento en hierro y un crecimiento en la relación  $\text{FeO/MgO}$  durante la diferenciación, y por un valor siempre elevado de esta relación. Comprende fundamentalmente basaltos.

Los volcanes que emiten rocas de la serie toleítica son los más próximos a la fosa oceánica y marcan en general el “frente volcánico”. Están ausentes en los márgenes o en los arcos activos antiguos como en Perú. Por el contrario, están bien representados en los arcos jóvenes (al principio de su evolución).

### **La Serie Calco-alkalina**

Es la más característica de las zonas de convergencia de placas. Con respecto a la serie toleítica, es más rica en potasio y  $\text{TiO}_2$ . Además, está empobrecida en hierro y, por el contrario, contiene proporción elevada de aluminio. En la serie calco-alkalina se encuentran basaltos ricos en alumina ( $\text{SiO}_2 < 53\%$ ), andesitas, que son las lavas más frecuentes, dacitas y riolitas, a veces diferenciarse en grandes masas de ignimbritas.

### **Las Series Alcalina y Alcalina Potásica**

La serie alcalina es compleja y poco frecuente; de magma primario basáltico alcalino se forman basaltos y gabros y, por diferenciación, traquibasaltos, traquitas, fonolitas y riolitas, estas últimas son rocas volcánicas con cantidades de sílice, sodio y potasio crecientes y con una mineralogía en la que predominan los feldespatos alcalinos, los piroxenos sódicos y los feldespatoides.

Los magmas alcalinos tienen su origen en zonas profundas asociadas al desarrollo de puntos calientes, y se dan en ambientes de “*rifting*” intracontinental o intraplacas oceánicas, en las zonas de fallas transformantes y en cuencas tras-arco. Estos magmas se fraccionan en shoshonitas (zonas orogénicas) y sienitas (zonas cratónicas). Generan rocas bajas en  $\text{SiO}_2$  respecto a  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  alto.

La serie alcalina potásica contiene lavas shoshoníticas, en las que la relación  $K_2O/Na_2O$  es superior o igual a la unidad, y lavas alcalinas, en las que esta relación es inferior a 1. Está caracterizada por su riqueza en alcalis, y especialmente en  $K_2O$  (>2 a 4%, según el contenido en  $SiO_2$ ), y comprende basaltos, latitas (shoshonitas), traquitas y riolitas.

Los volcanes correspondientes están a menudo situados lejos de la fosa oceánica, a veces a 200 o 300 km, es decir, en regiones donde la zona de Benioff se encontraría a gran profundidad. Las lavas de la serie potásica no son abundantes más que en los márgenes y los arcos activos antiguos, que han sufrido una larga evolución. En la Cuenca Lancones no existen rocas volcánicas con esta afinidad geoquímica (Diagrama 1), salvo algunas excepciones de dudosa representatividad.

### **Rocas Asociadas a Ambientes de Tipo Arco Volcánico**

Caracterizadas por enriquecimiento de LFSE comparados con los HFSE y empobrecimiento en Nb comparado con La. Esto resulta en anomalías negativas de Nb comparado con Ta y La en graficas normalizadas contra el manto (Wood et al. 1979). En ambientes de arcos intra-oceánicos estas anomalías son los indicadores primarios de magmas originados por la contaminación de zonas de subducción. En ambientes continentales, estas anomalías pueden estar aumentadas por contaminación cortical. Para un mayor entendimiento de este ambiente tectónico es necesario tener datos isotópicos como el Nd.

En ambientes de arcos de islas toleíticas (**IAT** *Island Arcs tholeiites*) las rocas representan fusión parcial de una fuente en el manto similar a N-MORB, pero contaminada por transferencia de masa desde la placa subducida. La mayoría de rocas en IAT se sitúan en el campo toleítico. En un diagrama normalizado contra el manto se observa empobrecimiento de la mayoría de elementos incompatibles y anomalía negativa de Nb.

En ambientes transicionales de arco de islas toleíticas (**TIAT** *Transitional Island Arcs tholeiites*) las características geoquímicas de las rocas se sitúan entre los campos de MORB y de IAT, con empobrecimiento de la mayoría de los elementos incompatibles y una débil firma de arco evolucionado. Este tipo de rocas podría indicar un ambiente de tras-arco (*back-arc*).

Para el caso de los arcos continentales de los Andes, las rocas representadas en diagramas normalizados contra el manto muestran enriquecimiento en los elementos más incompatibles, anomalía negativa de Nb, anomalía positiva de Th, y comúnmente anomalía negativa de Ti. Estas rocas representan fusión parcial del manto y asimilación de corteza más evolucionada. El espesor de la corteza parece tener una fuerte influencia en el resultado final: en zonas de arco típicas andinas, donde la corteza es gruesa y evolucionada, la mayoría del producto ígneo es félsico y calco-alcalino (ambientes más evolucionados). Sin embargo en arcos desarrollados en corteza menos gruesa, como en el caso de la costa norte de Chile, los magmas típicamente varían entre máficos y félsicos y entre calco-alcalinos y toleíticos, representando ambientes más primitivos.

### **Rocas no Asociadas a Ambientes de Tipo Arco Volcánico**

Las rocas no asociadas a ambientes tipo arco son derivadas de fusión del manto con muy poca contaminación cortical. Los diagramas de tierras raras normalizados contra el manto de estas rocas presentan pendientes que varían entre positiva y negativa. Estas rocas son mayormente máficas y toleíticas. Los ambientes tectónicos que representan este tipo de rocas son principalmente dorsales oceánicas y/o cuencas tras-arco (*back-arc*). Los magmas están caracterizados por el empobrecimiento en la mayoría de los elementos incompatibles como Th, Nb y los LREE. Esto representa que la fuente de magmas es principalmente el manto superior.

### **Rocas de Ambiente Primitivo**

En la literatura geoquímica se tiende a clasificar como primitivo al grupo de rocas que normalizadas contra el manto primitivo, presentan un débil enriquecimiento a empobrecimiento en la mayoría de los elementos incompatibles y presentan valores entre 1 y 2.5 por encima de los valores de MORB. Se denominan rocas evolucionadas a aquellas que presentan enriquecimiento en elementos incompatibles. Esta clasificación tiene una connotación de ambiente tectónico, entendiéndose que las rocas más primitivas están asociadas a “*rift*” o también a arcos de islas intra-oceánicas y su interacción con corteza evolucionada fue nula o mínima, mientras que las rocas más evolucionadas indican un ambiente de arco o continente, donde el espesor de la corteza permitía mayor diferenciación y/o contaminación de los magmas generados en el manto.

#### 4.3.4 Método de Análisis

Como un paso inicial en todo análisis de muestras litogeoquímicas hay que escoger el método de análisis que nos lleve a tener la seguridad de la preparación de las muestras. Dos métodos son usados:

Primero.- Por disolución, digestión total y extracción parcial. Muestras que son digeridas antes del análisis (ataque ácido con HF, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> y ácido perclórico)

Segundo.- Por una fusión combinada (tetra-borato de litio o fusión con NaOH) y disolución ácida, es requerida si los cálculos petroquímicos o las alteraciones lo indican.

Para nuestro caso se utilizaron las muestras que fueron analizadas por el segundo método.

Los datos obtenidos en las muestras que fueron sujetos a disolución parcial (agua regia) no podrán ser usados en muchos análisis petroquímicos. En métodos más recientes las muestras disueltas proveen datos de sulfuros y especies carbonatadas y algunas veces minerales arcillosos. Estos pueden ser usados como indicadores de algunas formas de alteración.

Las muestras utilizadas para el análisis litogeoquímico son aquellas preparadas por métodos de análisis de “roca total”. Este análisis se basa en una total disolución y podría ser correctamente usado para efectos de interferencia inter-elemento. Generalmente, las muestras totalmente fundidas o disueltas y analizadas por

fluorescencia de rayos-x, inducción doble plasma-emisión espectroscópica, y/o inducción doble plasma-masa espectroscópica, proveen los datos más adecuados.

Cabe señalar que generalmente todos los "elementos volátiles" son cuantificados como pérdida de ignición (**LOI** *Lost of Ignition*); para nuestro caso se efectúa un primer filtro, seleccionando todas las muestras con LOI menor o igual a 3.5: esto descarta las muestras alteradas por actividad hidrotermal.

Como primer paso en el análisis litogeoquímico, es fundamental el obtener datos analíticos suficientes, incluyendo todos los elementos inmóviles (Zr, Y, Nb y Ba); también lo son los metales de transición (Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Pb, y menos importante Ag, Th, Sr, Rb, V, Sc). Las tierras raras (REE) pueden ser obtenidas en un grupo de muestras (Tablas 1, 2 y 3).

#### **4.3.5 Muestreo**

En nuestro caso usaremos una base de muestras (Tablas 1, 2 y 3) para realizar el análisis litogeoquímico en la exploración por depósitos de sulfuros masivos (SMV). El conjunto de análisis corresponde a los datos de los depósitos TG1 y TG3 (*Manhattan Minerals Corporation*), datos del Dr. Wolfgang Morche, recolectados para "North" Compañía Minera (Informe interno, 1997), datos del Ing. Alberto Ríos Carranza (Informes internos para Compañía de Minas Buenaventura, 1999); datos provenientes de los sondeos que se han llevado a cabo en el indicio Potrobayo para el "Joint Venture BHP-Buenaventura" (Informes internos) y datos de la Compañía Minera Billiton (Informes internos).

La base de datos utilizada consta de un total de 191 muestras. Cada muestrero ha descrito la muestra a su parecer, por ello se ha tratado de agrupar por formaciones geológicas las muestras, teniendo en cuenta tanto su posición espacial como la descripción macroscópica de campo. En estas condiciones, no se descarta que pueda existir algún error tanto en la toma como en la clasificación de la muestra.

Las muestras son divididas dentro de dos grupos litológicos que corresponden a la Formación Ereó y/o Chungas (CBV) y Formación La Bocana (Pilares y Cabuyal), CVS. La diversidad de nomenclaturas ha sido ya explicada

Las muestras para cada litología se dividen a su vez en dos subpoblaciones: máficas y félsicas y éstas a su vez, en muestras alteradas e inalteradas (frescas). Esta división se realizó para tener un criterio más preciso en la unificación de los datos.

Para el presente estudio se considera rocas máficas a aquellas que varían, composicionalmente, desde basaltos hasta andesitas, incluidas, así como sus equivalentes plutónicos. Mientras que las rocas félsicas son las que van desde dacitas a riolitas y sus respectivos equivalentes plutónicos.

Para el caso del presente estudio se han utilizado las muestras inalteradas, es decir con LOI menor o igual a 3.5 (dato del laboratorio), como se indicó anteriormente..

Es importante destacar que al utilizarse bases de datos de diferentes autores, han debido combinarse informaciones heterogéneas y a veces incompletas en cuanto a datos analíticos, lo cual constituye una limitación.

#### 4.3.6 Tratamiento de los Datos

Los datos siempre son proporcionados por los laboratorios en formato digital en una hoja de cálculo (Excel). A partir de ahí, se han dado los siguientes pasos:

Organizar los datos en una hoja de cálculo con los números de las muestras de campo y laboratorio, colocando la información (coordenadas UTM y/o coordenadas principales).

Asignar una descripción litológica, así como las notas adicionales para la mineralogía y la intensidad de la alteración: en suma, las anotaciones convencionales para cada muestra.

Comprobar que todos los elementos traza son valorados en partes por millón (ppm) o partes por billón (ppb) y no como porcentajes. Guardar los elementos, agrupándolos de acuerdo con sus propiedades químicas. Todos los elementos de transición estarán juntos, así como los elementos de tierras raras (REE).

Comprobar que todos los datos numéricos sean identificados como datos decimales y no como texto. En algunos sistemas de manejo de base de datos, éstos pueden ser inadvertidamente convertidos de una forma a otra

Para el tratamiento de los datos litogeoquímicos, del presente estudio, se utilizó el programa IGPET-2000.

#### 4.3.7 Diagramas Normalizados de Tierras Raras (REE)

La petroquímica utiliza en forma extensa diagramas de tierras raras que son normalizados a valores de condrita, manto primitivo y MORB para inferir ambientes tectónicos. Los valores de condrita son los del meteorito del Cañon del Diablo en Arizona (EE.UU), que se supone son los valores de la materia primitiva con que fue formada la tierra antes de su diferenciación geoquímica primaria. Y los valores de MORB son los de magmas efusivos de dorsales oceánicas, que se supone representan valores del manto empobrecidos después de continuas extracciones de material para formar basaltos de dorsales.

#### 4.3.8 Comentarios Generales e Interpretación de Resultados

La petroquímica puede ser usada como indicador de depósitos potenciales de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV). Una buena calidad de los datos analíticos es un requisito de indicadores petrogenéticos.

Todas las rocas analizadas (CBV y CVS) caen en el campo de las rocas sub-alcalinas, con excepción de dos de ellas, las cuales se encuentran dentro del campo de las rocas alcalinas (Diagrama 1). Los eventos volcánicos de un “*rift*” se inician con un magmatismo alcalino, esto sugiere que sí existió un magmatismo alcalino, pero por las características geográficas del área no es posible encontrarlo en afloramientos, por otro lado puede tratarse de un error analítico, en la toma de muestras o en la descripción de las mismas.

Tanto las rocas de la Formación Ereó (Chungas-Ereó), CBV, como las de la Formación La Bocana (Pilares y Cabuyal), CVS, van desde basaltos (máficas) hasta riolitas (félsicas), siendo las rocas de la Formación La Bocana más evolucionadas por su afinidad entre la transición del toleítico al campo calco-alcalino (Diagramas 2 y 4). Las rocas félsicas de la Formación Ereó (CBV) están asociadas a los depósitos de sulfuros masivos del yacimiento de Tambo Grande (TG1, TG3 y B5) y son menos abundantes que las rocas félsicas de la Formación La Bocana (CVS). Probablemente son producto de la diferenciación del magma primitivo y gradan a calco-alcalinas, más evolucionadas que los basaltos toleíticos. Las rocas félsicas de la Formación La Bocana (CVS) están asociadas a los depósitos del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko).

De los estudios llevados a cabo, se llega a la conclusión de que en la Formación Ereó (Chungas-Ereó) o CBV, se observan lavas basálticas y tobas piroclásticas que tienen afinidad toleítica con bajo contenido de potasio (Diagrama 3). Las rocas que predominan en esta formación son basaltos y andesitas basálticas, con bajo contenido de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  y Zr y con alto contenido de CaO y NaO. Ascendiendo la secuencia estratigráfica, aparecen las volcanitas superiores (Formación La Bocana, miembro Pilares) o CVS, que de acuerdo con los resultados, son de composición andesítica a riolítica, de carácter transicional hacia calco-alcalino y con contenido intermedio de potasio (Diagrama 3) con alto contenido de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$ .

Los diagramas de tierras raras (REE) de las rocas de la Cuenca Lancones (Diagramas 7, 8, 9, 10 y 11) indican que las pendientes tienden a ser sub-horizontales

indicando alto porcentaje de fusión en la roca fuente (posiblemente el manto). Alto porcentaje de fusión es más común en ambientes extensivos tipo “*rift*” (*s.l.*), donde la extensión produce adelgazamiento de la corteza y fusión del manto por pérdida de presión.

Los resultados del análisis de tierras raras de las secuencias félsicas de la Formación La Bocana, CVS, (Diagrama 9) son similares a los de las rocas asociadas a los SMV de la Faja Pirítica Ibérica (Diagrama 15), esto sugiere que las secuencias félsicas del CVS, que también están asociadas a los indicios SMV del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), pueden desarrollarse en una cuenca tras arco madura como la FPI. Por otro lado los diagramas de tierras raras de la Formación La Bocana, CVS, (Diagrama 8) coinciden con lo que Franklin denomina rocas intermedias (Diagrama 14), es decir rocas que atravesaron corteza continental por esto el CVS es de una afinidad transicional entre el toleítico y el calco-alcalino (Diagrama 2).

Los resultados del análisis de tierras raras de la Formación La Bocana, CVS, (Diagrama 8) son similares a los de las rocas intermedias (andesita – basalto), que según Franklin (2001), se encuentran entre las rocas contaminadas (calco-alcalinas) y las rocas primitivas (toleíticas), en el Diagrama 14. Esto sugiere que el CVS es una transición entre el campo toleítico y el calco-alcalino, tal como lo confirma el Diagrama 2.

Los resultados de los análisis litogeoquímicos no deben tomarse aisladamente para interpretar ambientes de formación, es simplemente una herramienta más que contribuye a la interpretación geológica.

Los diferentes diagramas se encuentran al final del presente capítulo.

#### **4.4 Geofísica**

En la zona de estudio se han realizado múltiples campañas de geofísica terrestre, en diferentes indicios (Cerro Colorado, Tomapampa, Potrobayo y Tambo Grande). Algunas anomalías han sido probadas con sondeos diamantinos y circulación inversa, siendo los resultados en general óptimos, debido a que se han encontrado tres depósitos de sulfuros masivos de categoría mundial “*World Class Deposits*”, usando la geofísica como un importante elemento de apoyo.

Pero resta mucho por explorar, en cuanto a anomalías geofísicas se refiere. Lo que es indudable, es que esta técnica constituye un método indirecto muy importante en la prospección de depósitos de sulfuros masivos, pero la interpretación del geofísico debe estar íntimamente ligada con la interpretación del geólogo de campo (Mapas 1 y 3).

##### **4.4.1 Gravimetría**

Los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos presentan una buena respuesta a la gravimetría, debido a su densidad (entre 3 y 4 generalmente) la cual genera un efecto de contraste entre el depósito y la roca que lo contiene (entre 2.5 hasta 2.8). En Tambo Grande la anomalía que genera el depósito TG1 es de 7 mgal.

En la mayor parte de los casos, el éxito del método gravimétrico depende de las correcciones de los ruidos que presente la toma de datos inicial, de una correcta interpretación y sobre todo de las mismas características físicas del depósito.

Se debe mencionar que también se realizó una campaña de gravimetría aérea (Falcon, técnica exclusiva de BHPBilliton) y los depósitos conocidos (TG1, TG3 y B5) responden muy bien como altos gravimétricos. Probablemente, los centros intrusivos generadores de estos depósitos se detectan como unos arcos semicirculares de bajos gravimétricos, lo mismo que algunos pórfidos cupríferos se manifiestan como bajos gravimétricos (Ejemplo: indicio Cerro Chancadora). Estas anomalías están asociadas litológicamente al Complejo Basal Volcánico (CBV), el cual se expone mejor hacia el sur del área de estudio, coincidiendo con la ubicación de los depósitos (Mapa 3 y Fig. 18).

Los depósitos de sulfuros masivos conocidos en el CVS son de pequeñas dimensiones y por ello difíciles de detectar por la gravimetría aérea (Falcon). Para su exploración se deben realizar, por lo menos, mallas o “*Grids*” de gravimetría y magnetometría, bien orientadas y con una densidad sistemática de mediciones o estaciones para determinar el tipo de depósito que se quiere encontrar y la interpretación geofísica debe ir de la mano con la interpretación geológica.

#### **4.4.2 Magnetometría**

La magnetometría detecta las estructuras mayores, como fallas, grandes lineamientos, sub-cuencas y cuerpos intrusivos (Mapa 3). En Tambo Grande, la

magnetometría delinea perfectamente las sub-cuencas y/o grabens donde se hospedan los sulfuros masivos (Fig. 18), este caso es muy notorio en el caso del depósito TG3, tal como se menciona en el acápite anterior.

Al superponer el mapa gravimétrico con anomalías positivas versus la magnetometría de campo total, para el caso de Tambo Grande (TG1 y TG3), estas anomalías positivas se encuentran en zonas de bajos magnéticos. Es decir que una guía para la identificación de probables depósitos de sulfuros masivos (SMV), es la coincidencia de zonas de altos gravimétricos con bajos magnéticos, como sugieren los datos de “*Manhattan Minerals Corporation*” para los depósitos TG3 y B5. Esto se debe a que los cuerpos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) poseen una densidad mayor que la roca de caja, en este caso domos dacíticos con alteración hidrotermal, por ello son fácilmente detectados por la gravimetría reflejando una anomalía positiva. Por otro lado la magnetometría refleja una anomalía negativa debido que la roca de caja, domos dacíticos, se encuentran alterados y sin la presencia de minerales magnéticos (ferromagnesianos) debido al hidrotermalismo (Fig. 19).

#### **4.4.3 Otras técnicas**

Por otro lado, los SMV son buenos conductores, es por ello que en muchos de los casos se utiliza el método de resistividad para su exploración indirecta.

En el caso de la Cuenca Lancones, así como en muchos metalotectos de sulfuros masivos del mundo, los depósitos se encuentran asociados a los eventos

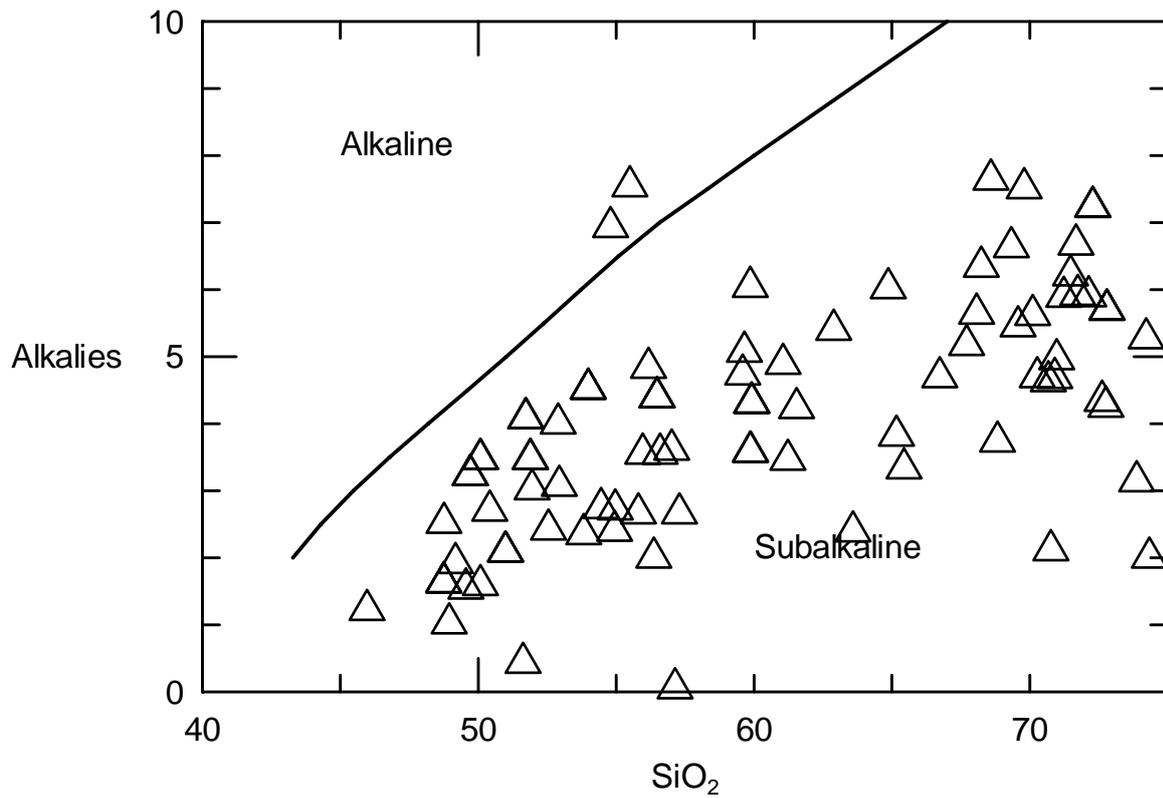
félsicos del volcanismo bimodal. En nuestro caso las secuencias félsicas dan una buena respuesta ante el método radiométrico (Mapa 3).

Los métodos eléctricos han sido utilizados para la prospección geofísica por sulfuros masivos en la Cuenca Lancones, los resultados no han sido positivos a la fecha.

En la Cuenca Lancones se utilizó el Pro-TEM (Electro-magnético), pero los cuerpos conductores eran de muy baja resolución y durante la campaña de perforación se comprobó que los horizontes sedimentarios piríticos (Py diseminada) representaban estas anomalías semi-conductoras.

En los indicios donde existen perforaciones, incluso muy someras y tanto de circulación inversa (RC) como diamantinas (DDH), sería factible la utilización del método geotermal para la detección en profundidad de depósitos de sulfuros masivos (Castroviejo et. al 1996).

Miyashiro, A. 1974.

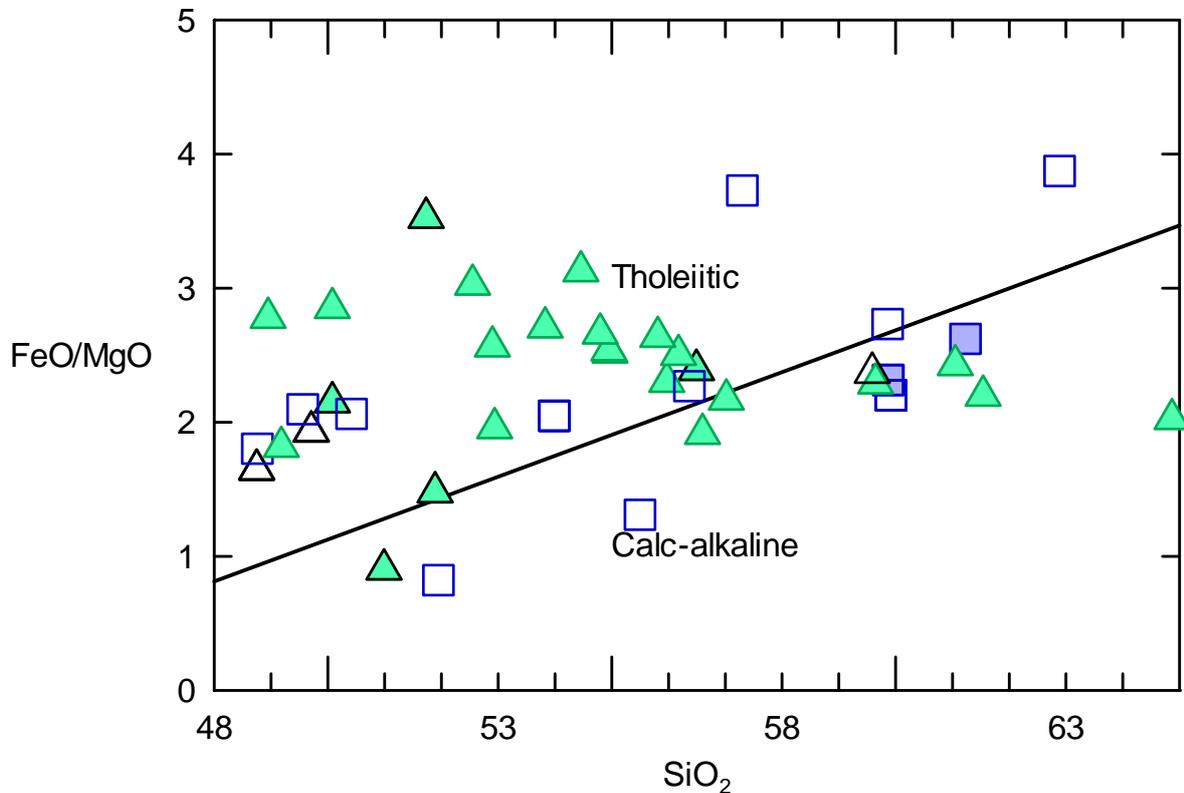


**Diagrama 1.- POBLACION DE MUESTRAS SUBALCALINAS**

MUESTRA  $\triangle$   
 LOI  $\leq$  3.5 y N=100 Muestras.

**Descripción.-** Muestra que casi toda la población de muestras caen dentro del campo de las rocas sub-alcálinas. Sólo dos de ellas se encuentran dentro del campo de las rocas alcalinas.

**SUBDIVISION DE ROCAS SUBALCALINAS USANDO  
EL DIAGRAMA DE SiO<sub>2</sub> – FeO/MgO (Miyashiro, A. 1974)**

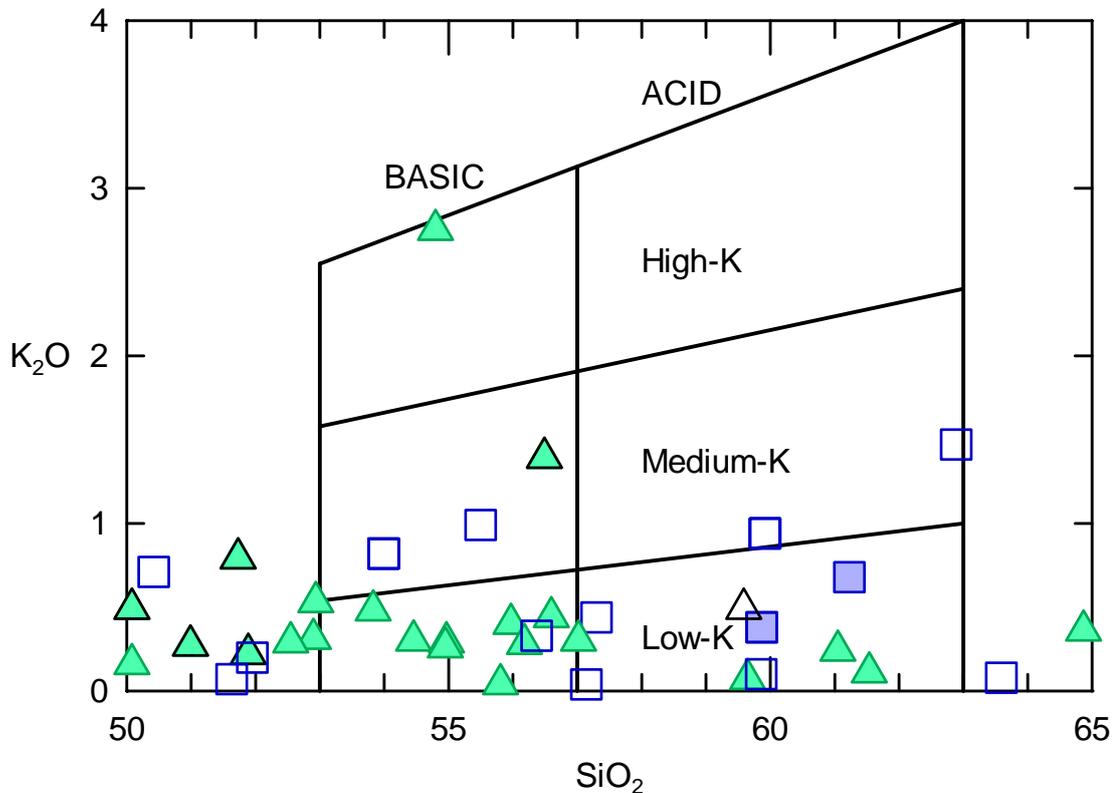


**Diagrama 2.- Población Bimodal Toleítico-Calcoalcalina.**

- △ EREO (CBV) **TOLEÍTICO - CALCOALCALINO**
- ▲ CHUNGAS-ERE0 (CBV) **MAYORMENTE TOLEITICO**
- LA BOCANA (CVS) **DISPERSION EN LOS DOS CAMPOS**
- PILARES (CVS) **CALCOALCALINO**

**Descripción.-** Muestra que la mayor parte de las muestras de las Formaciones Chungas y Ereo (CBV), se encuentran dentro del campo de rocas de afinidad toleítica. Mientras que las muestras de la Formación La Bocana (CVS) y su miembro Pilares (volcánico) presentan una dispersión tanto en el campo toleítico como en el calcoalcalino, es decir que pertenecen a una fase de transición entre ambos campos. Las rocas félsicas (mayor contenido de SiO<sub>2</sub>) de la Formación Chungas (CBV) son más evolucionadas y gradan hacia el campo calcoalcalino.

Gill, J. W. 1977.



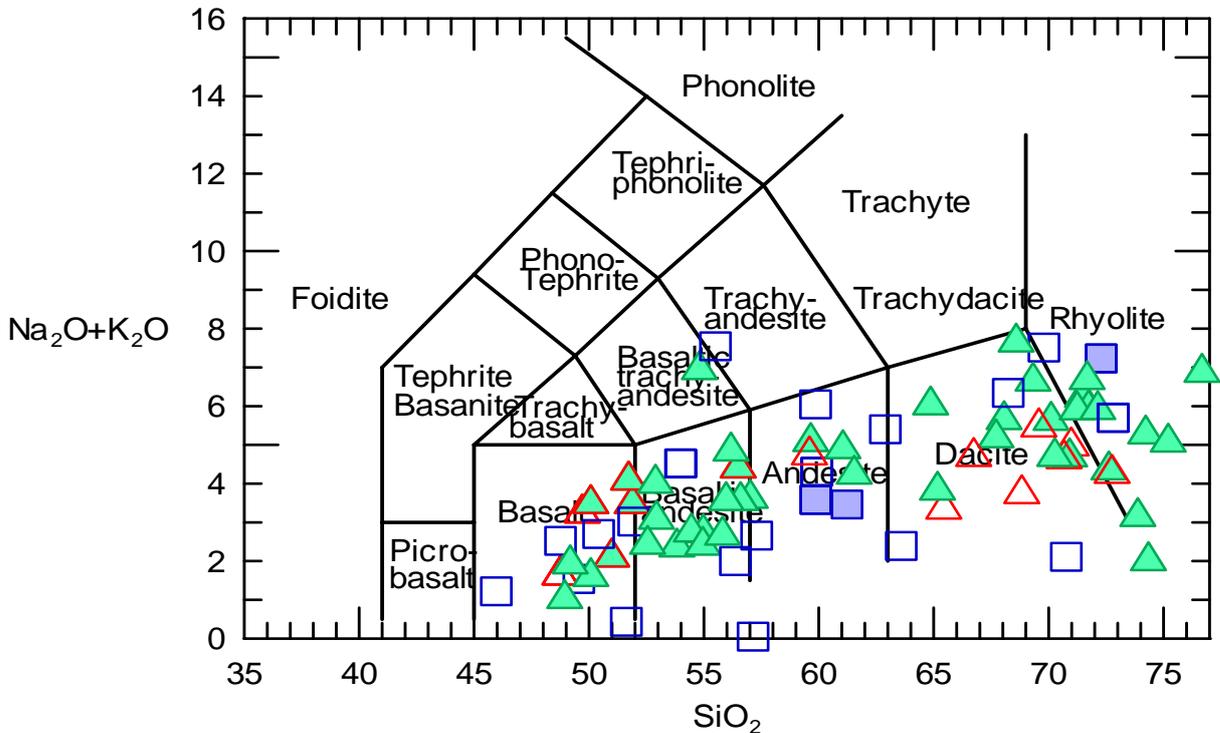
**Diagrama 3.- Subdivisión de Rocas Subalcalinas usando el Diagrama de  $\text{SiO}_2$  -  $\text{K}_2\text{O}$ .**

$\triangle$  Form. EREO,  $\blacktriangle$  Form. CHUNGAS-EREO y  $\blacksquare$  Mb. PILARES tienden a presentar bajo contenido de Potasio y  $\square$  Form. BOCANA es variable entre medio y bajo contenido de Potasio

**N = 100 MUESTRAS**

**Descripción.-** Muestra que la población de muestras de la Formación Chungas-Ereo (CBV) contienen una baja proporción de potasio (K), al igual que las muestras de la Formación la Bocana (CVS) y su miembro Pilares (volcánico), sin embargo algunas muestras de esta última Formación caen en el campo de mediana proporción de potasio (K). Existen algunos altos valores erráticos, probablemente como consecuencia de una toma errónea de muestras o clasificación de las mismas.

**DIAGRAMA TAS ALKALIES – SILICA (Le Bas, M. J. et al, 1986.)**



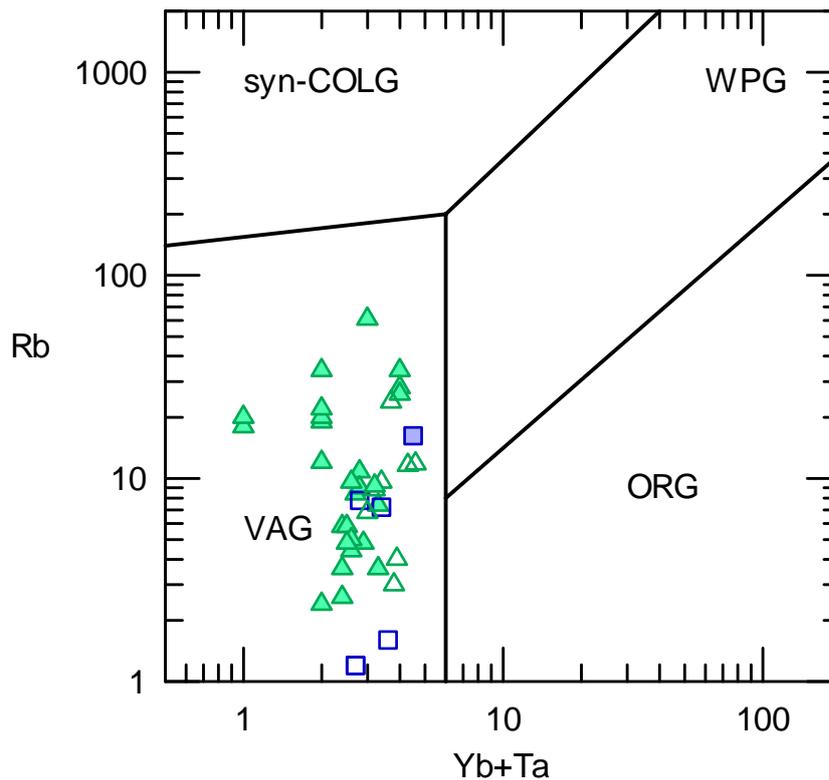
**Diagrama 4.-Clasificación Química de las Rocas Volcánicas usando el Diagrama TAS Alkalies vs Silica.**

Las Rocas volcánicas de la cuenca Lancones varían en composición de Basalto a Riolita.  $\triangle$  Form. Ereo y  $\triangle$  Form. Chungas agrupados en dos subpoblaciones extremadamente distintas: Basalto - Andesita Basáltica y Dacita - Riolita.

En el  $\square$  Miembro Pilares se agrupan en Andesitas mientras que en la  $\square$  Formación la Bocana (Miembro Cabuyal) se presenta una continua dispersión entre las composiciones extremas Basalto a Riolita.

$N= 100$  muestras y  $LOI \leq 3.5$

**Descripción.-** Las muestras de las rocas de la Formación Chungas-Ereo (CBV) varían composicionalmente desde basaltos a riolitas, sin embargo en el terreno es evidente el predominio de las rocas de composición basáltico-andesítica, siendo las rocas félsicas muy restringidas y asociadas a los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (Fig. 9). Igualmente para el caso de las muestras de las rocas de la Formación La Bocana (Miembros Pilares y Cabuyal), la variación composicional se da entre el rango de basalto a riolitas, pero en el terreno el predominio de las rocas de composición félsica (dacita-riolita) es evidente.



**Diagrama 5.-** Representación de concentraciones de Rb vs Yb + Ta.

Se utilizó una población 101 muestras ,  $LOI \leq 3.5$ .

Se observa que todas las muestras de rocas pertenecientes a la cuenca Lancones se sitúan en el campo **VAG**, es decir “*Volcanic Arc Granites*” (Granito de Arco Volcánico).

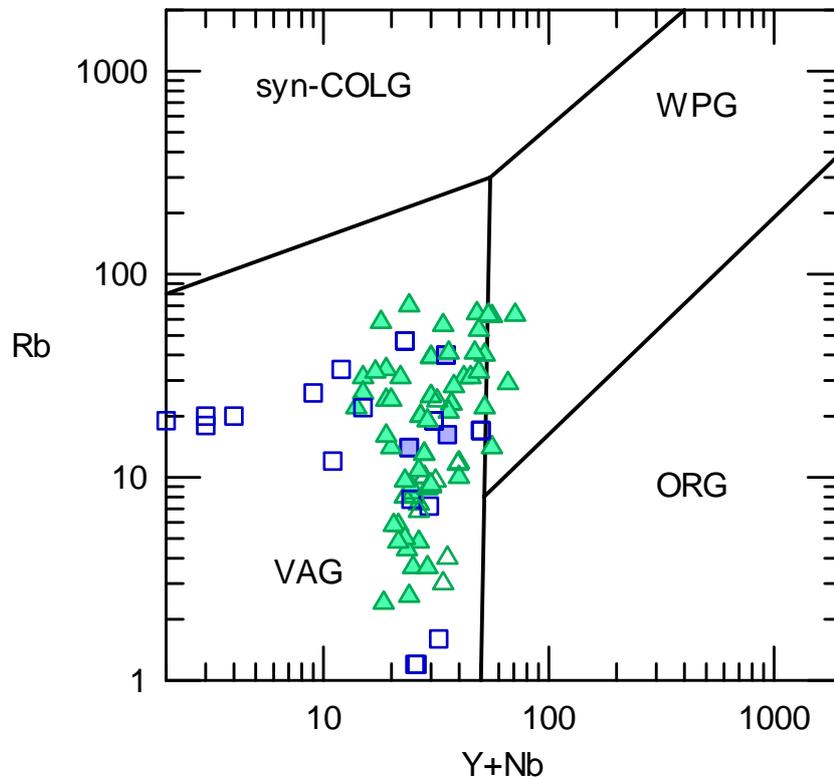
- △ Form. EREO
- ▲ Form. CHUNGAS - EREO
- Mb. PILARES
- Form. LA BOCANA

**Descripción.-** Muestra que tanto las muestras de las rocas de la Formación Chungas-Ereo (CBV) con las de La Bocana (CVS), incluyendo el miembro Pilares (volcánico) se concentran en el campo de las rocas de origen de arco volcánico (**VAG** “*Volcanic Arc Granites*”). Este diagrama es utilizado para intrusiones cogenéticas con rocas volcánicas.

Según Pearce et al. (1984), los granitos de arco volcánico (VAG) pueden manifestarse en:

- i) arcos oceánicos con abundancia de basaltos toleíticos
- ii) arcos oceánicos con abundancia de basaltos calco-alcalinos
- iii) márgenes continentales activos

Pearce, J. et al. 1984.



**Diagrama 6.-** Representación de las concentraciones de Rb vs Y+ Nb. Se utilizó una población 101 muestras ,  $LOI \leq 3.5$ . Se observa que la concentración de la población de la Cuenca Lancones cae en el campo **VAG**, es decir “*Volcanic Arc Granites*” (Granito de Arco Volcánico).

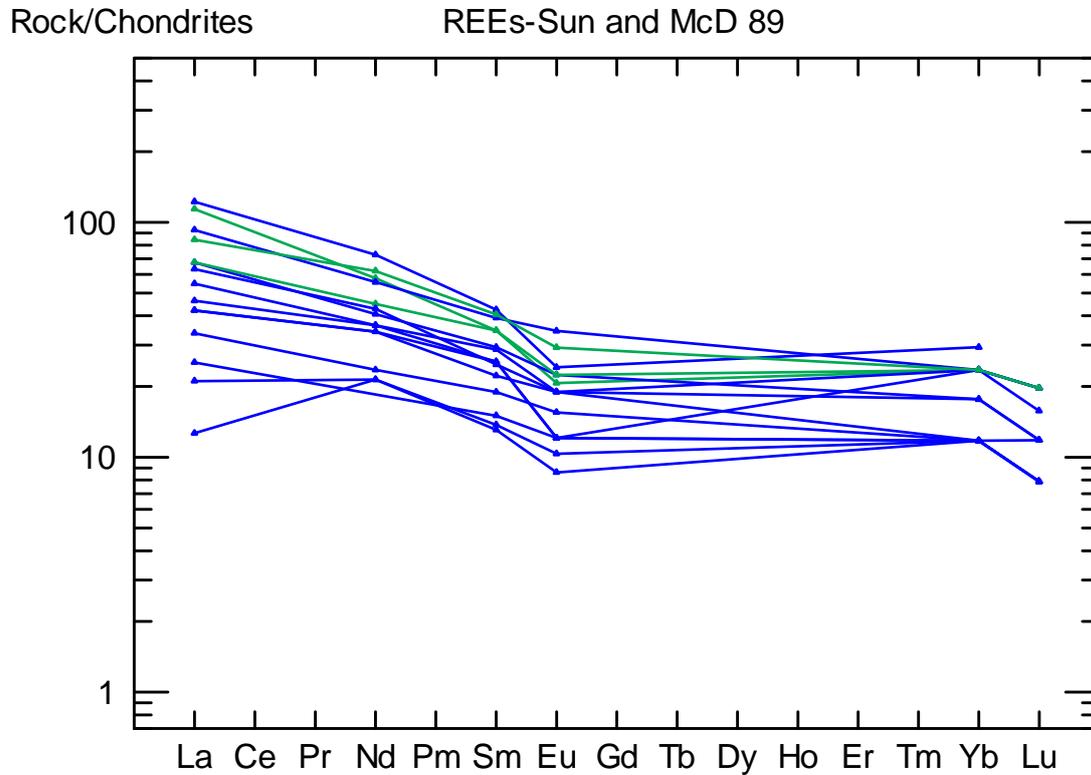
- △ Form. EREO
- ▲ Form. CHUNGAS - EREO
- Mb. PILARES
- Form. LA BOCANA

**Descripción.-** Muestra que tanto las muestras de las rocas de la Formación Chungas-Ereo (CBV) con las de La Bocana (CVS) se concentran en el campo de las rocas de origen de arco volcánico (VAG), al igual que en el diagrama anterior. Pero algunas muestras del CBV (Formación Chungas-Ereo) se encuentran dentro del campo de los granitos intra-placas (**WPG** “*Within-plate Granits*”).

Según Pearce et al. (1984), los granitos intra-placas (WPG) pueden manifestarse en:

- i) complejos circulares intra-continetales
- ii) corteza continental atenuada
- iii) islas oceánicas

Sun, S. and McDonough, W. 1989.



**Diagrama 7.- Formación La Bocana – Miembro Cabuyal**

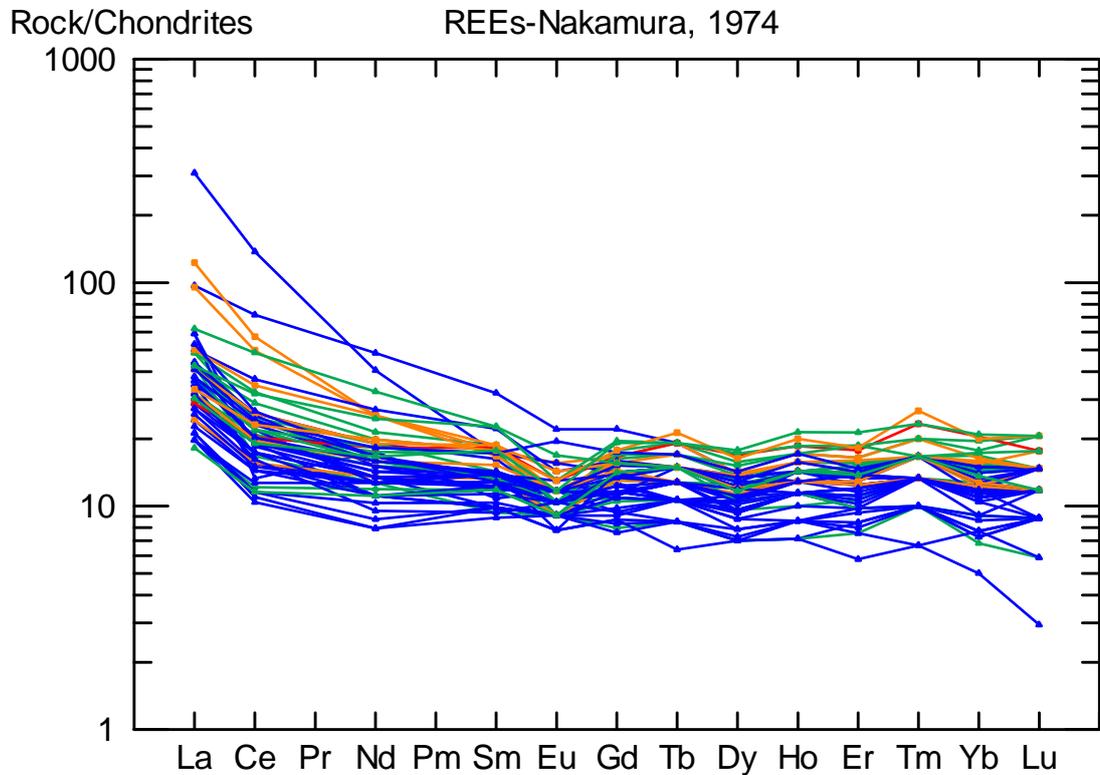
Débil anomalía negativa de Eu (Europio), valores entre 10 y 100 veces mayores que Condritas y un ligero enriquecimiento de REEs.

MAFICO color azul

FELSICO color verde

**Descripción.-** Indica que las muestras de las rocas de la Formación La Bocana (CVS), incluyendo el miembro Cabuyal (sedimentario), presentan una débil anomalía negativa de Europio (Eu). Existe así mismo una ligera abundancia de los elementos incompatibles (La, Ce, Pr y Nd). La pendiente es suave.

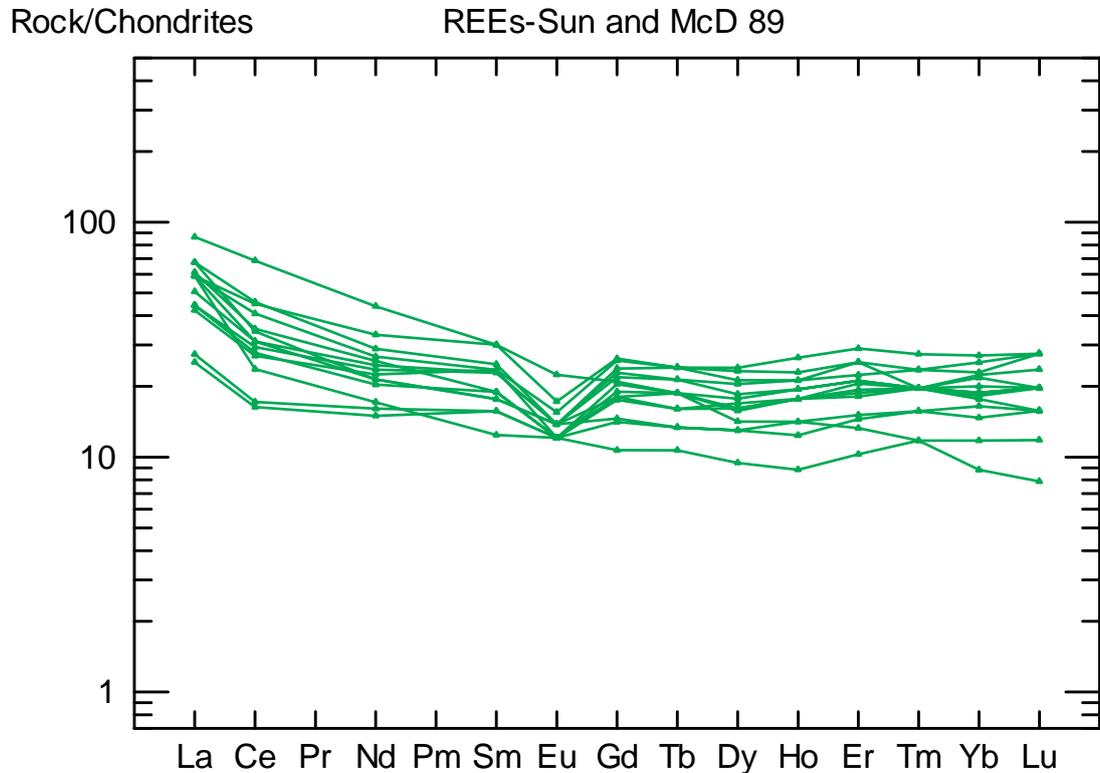
## Nakamura, N. 1974.

**Diagrama 8.- Sondeos del Indicio Potrobayo, utilizando el Diagrama REEs.**

Todos los datos de Sondeos - Indicio Potrobayo (formación La Bocana); máficos (azul), félsicos (verde), sedimentos (naranja) e intrusivos (rojo).

**Descripción.-** Los diagramas de tierras raras de las muestras de rocas de todos los sondeos diamantinos del indicio Potrobayo, tipo Zn-Pb-Cu (Formación La Bocana). Presenta una débil anomalía negativa de Europio (Eu) y una anomalía moderada positiva de Tulio (Tm). La pendiente es entre moderada y suave

Sun, S. and McDonough, W. 1989.

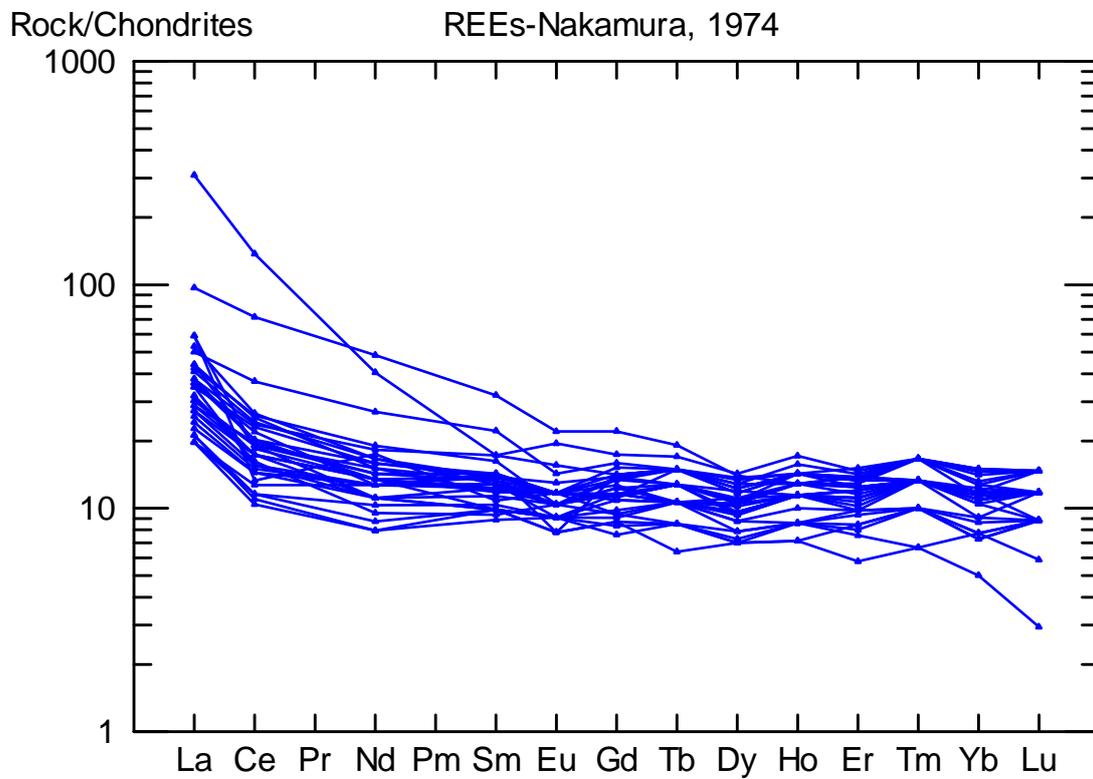


**Diagrama 9.- Formación la Bocana (Rocas Félsicas), utilizando el Diagrama de REEs.**

Datos de los Sondeos del Indicio Potrobayo, formación La Bocana, sólo rocas félsicas.

**Descripción.-** Los diagramas de tierras raras de las muestras de rocas félsicas de todos los sondeos diamantinos del indicio Potrobayo, tipo Zn-Pb-Cu (Formación La Bocana). Estas secuencias félsicas están asociadas a los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV). Se distingue una clara anomalía negativa de Europio (Eu). La pendiente es muy suave. Este diagrama es muy similar al Diagrama 15, el cual, es un ejemplo del comportamiento de las Tierras Raras en muestras de la Faja Pirítica Ibérica (FPI).

**Nakamura, N. 1974.**

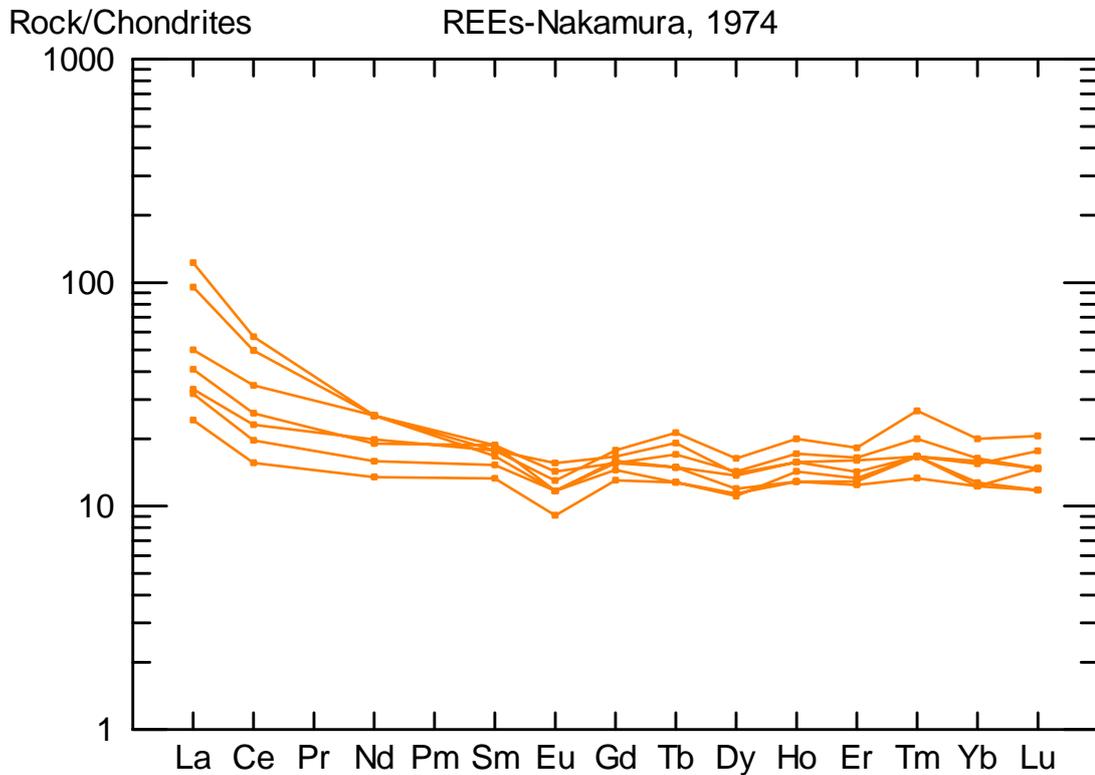


**Diagrama 10.- Formación la Bocana (Rocas Máficas), usando el Diagrama de REEs.**

Datos de los Sondeos del Indicio Potrobayo, sólo rocas Máficas.

**Descripción.-** Los diagramas de tierras raras de las rocas máficas del indicio Potrobayo (Formación La Bocana). Destaca una anomalía positiva de Tulio (Tm) y una ligera abundancia de elementos incompatibles. La pendiente es moderada.

Nakamura, N. 1974.

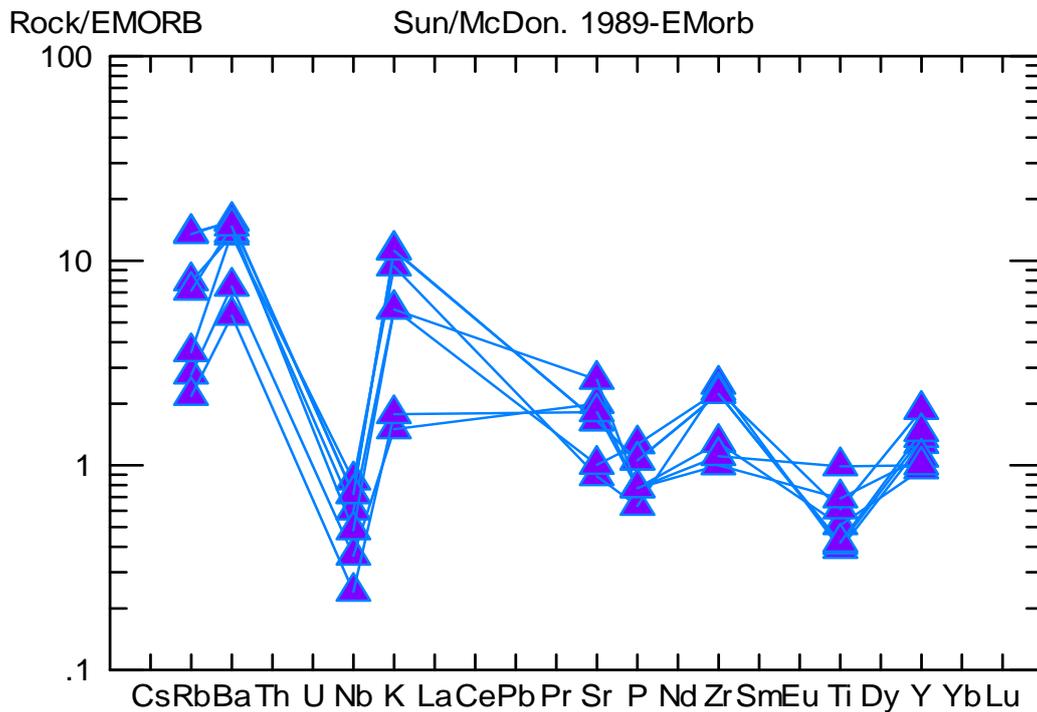


**Diagrama 11.- Formación la Bocana (Rocas Sedimentarias), utilizando el Diagrama de REEs.**

Datos de los Sondeos del Indicio Potrobayo, formación la Bocana, sólo rocas sedimentarias.

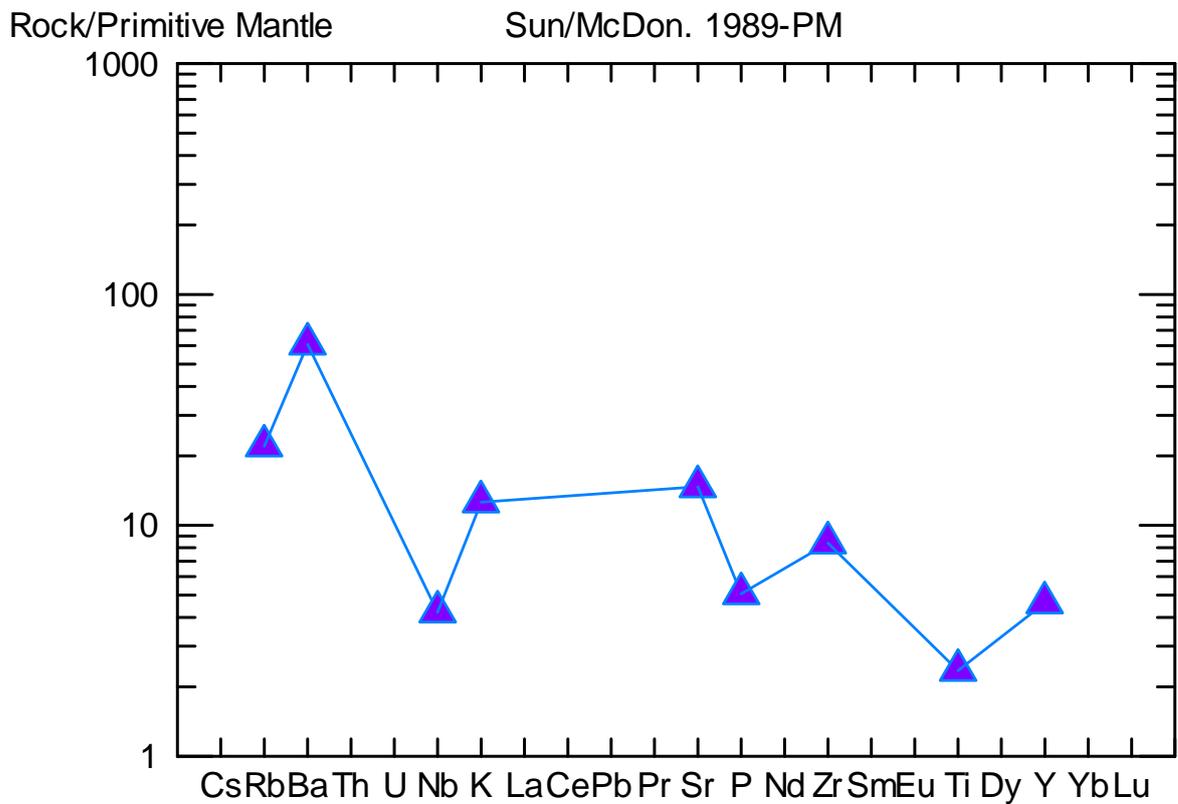
**Descripción.-** Los diagramas de tierras raras de las muestras de las rocas sedimentarias del indicio Potrobayo (Formación La Bocana). Destaca una anomalía negativa de Europio (Eu) y una anomalía positiva de Tulio (Tm). La pendiente es suave.

Franklin, J. 2001.

**DIAGRAMAS DEL MIEMBRO PILARES**

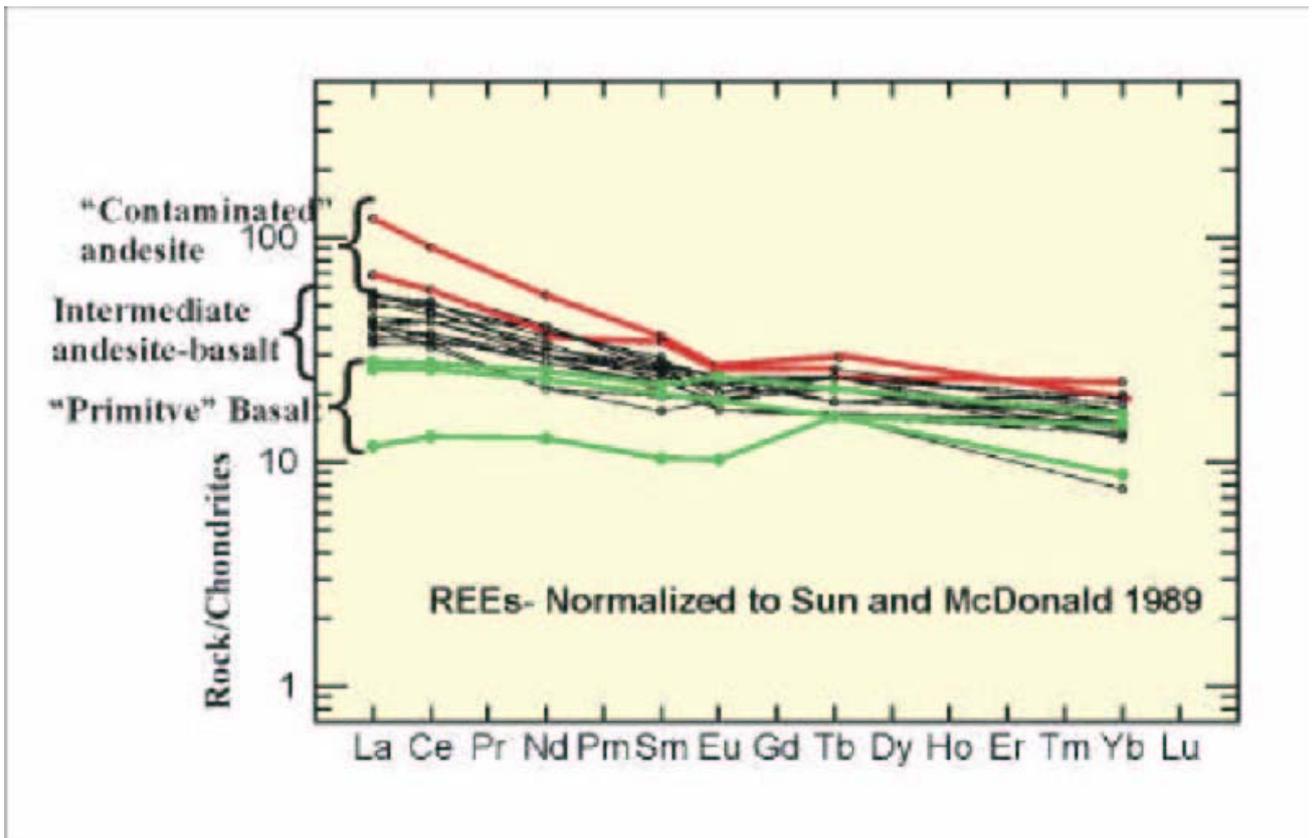
**Diagrama 12.-** Representación de los datos de las muestras del Miembro Pilares, usando el Diagrama de Sun, S. and McDonough, W. 1989 - Emorb.  
La población de muestras con  $LOI \leq 3.5$

**Descripción.-** Los diagramas “*Spider*” de las muestras de las rocas volcánicas del miembro Pilares (Formación La Bocana). Destaca una anomalía negativa de Niobio (Nb) y Titanio (Ti). La gráfica presenta una geometría muy variable, típica en este tipo de diagramas.



**Diagrama 13-** Ploteo de los datos de las muestras de lavas del Miembro Pilares usando el Diagrama de Sun, S. and McDonough, W. 1989.  
La población de muestras con  $LOI \leq 3.5$

**Descripción.-** Los diagramas “Spider” de las muestras de lavas del miembro Pilares (Formación La Bocana). Destaca una anomalía negativa de Niobio (Nb) y Titanio (Ti). La gráfica presenta una geometría muy variable, típica en este tipo de diagramas.

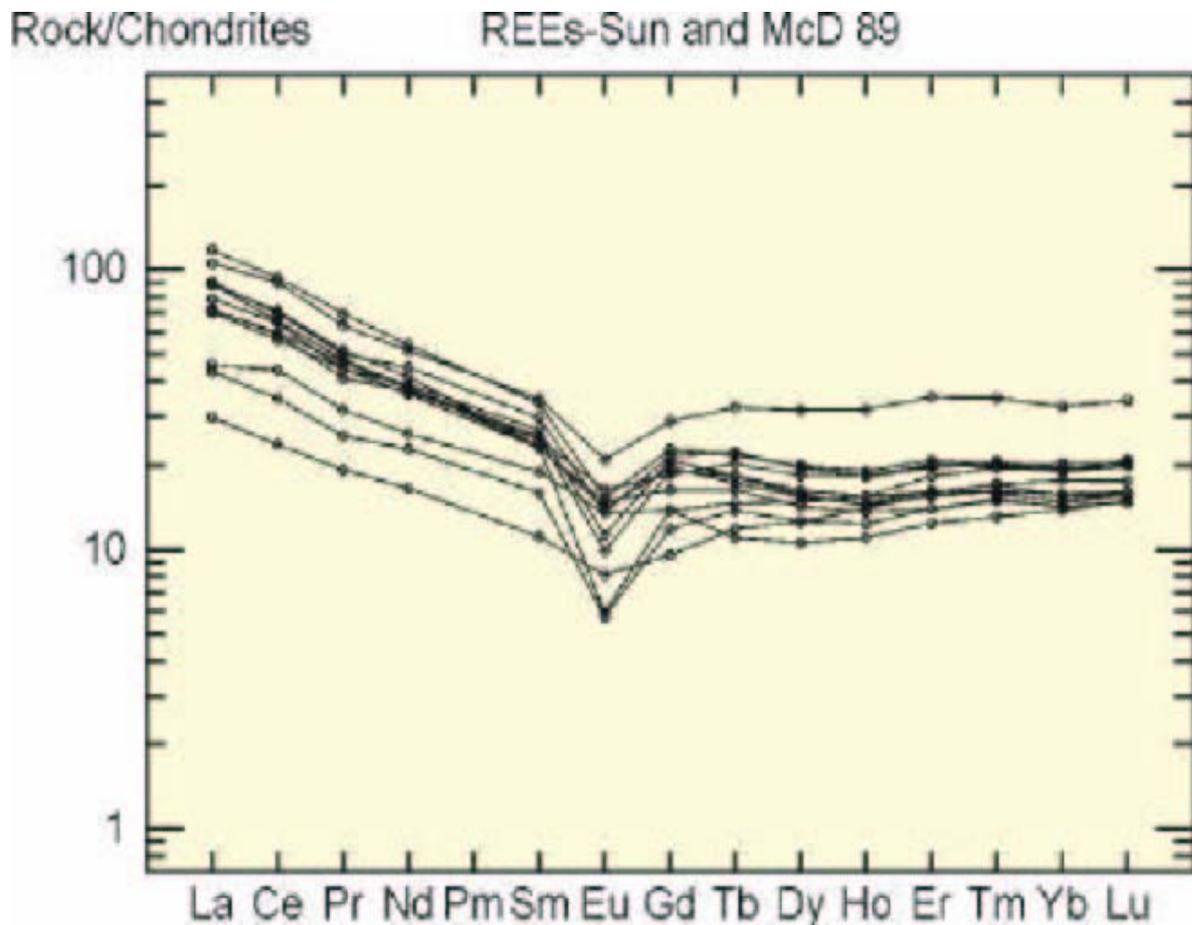


**Diagrama 14.-** Diagrama de Tierras Raras de Rocas “Contaminadas” vs. Rocas “Primitivas”.

En color rojo: Andesitas “Contaminadas”  
 En color negro: Andesitas a Basaltos “Intermedios”  
 En color verde: Basaltos “Primitivos”

**Descripción.-** Este diagrama, generalizado y elaborado por Franklin (2001), muestra en color rojo las andesitas “contaminadas”, en color negro las andesitas a basaltos “intermedios”, mientras que en color verde se representan los basaltos “primitivos”.

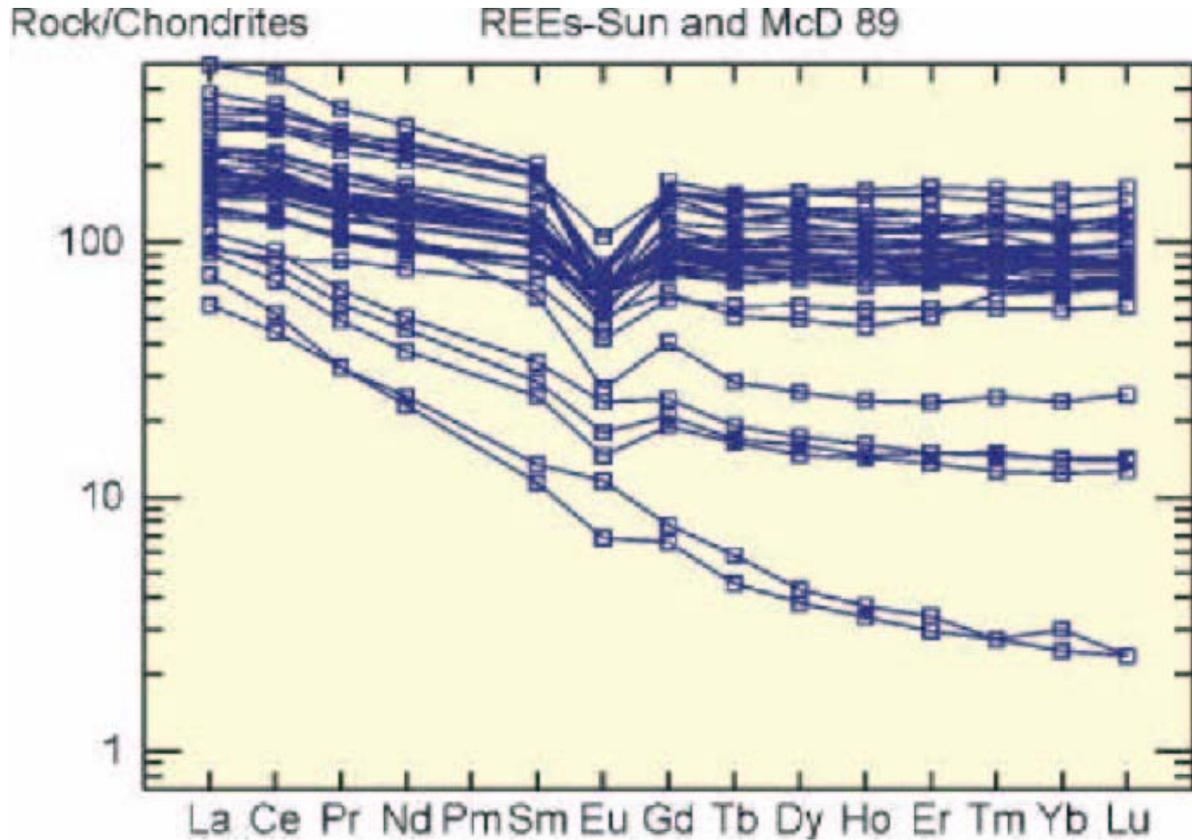
Franklin, J. 2001.



**Diagrama 15.-** Diagrama de Tierra Raras de las Rocas Asociadas a los Depósitos SMV en una Cuenca del Tipo Tras-Arco Madura (Ejemplo Faja Pirítica Ibérica).

**Descripción.-** En este diagrama se distingue una clara anomalía negativa de Europio (Eu) y un cociente La/Lu = 5. Este es un ejemplo de la Faja Pirítica Ibérica (FPI).

Franklin, J. 2001.



**Diagrama 16.-** Diagrama de Tierra Raras de las Rocas Asociadas a los Depósitos SMV en una Cuenca del Tipo Tras-Arco (Ejemplo Cuenca Lancones).

**Descripción.-** En este diagrama se distingue una anomalía negativa de Europio (Eu) en las curvas del grupo superior (semejante a las del diagrama 15). Este grupo de curvas corresponden a muestras de rocas asociadas a SMV, mientras que las inferiores no lo están. La proporción La/Lu = 2. Este es un ejemplo de la Cuenca Lancones.

## **5 RESULTADOS, DISCUSION GENERAL E INTERPRETACION**

El capítulo denominado Resultados, Discusión General e Interpretación, para el presente estudio, confronta los conceptos geológicos anteriores al mismo, contra el aporte conceptual y experimental en torno a la geotectónica, estratigrafía, metalogenia, rasgos estructurales e interpretaciones geoquímicas y geofísicas de la Cuenca Lancones, resultante de esta investigación. De ahí se derivan estrategias de exploración para la búsqueda de depósitos de SMV tanto en la Cuenca Lancones como en otras cuencas volcano-sedimentarias en el Perú.

### **5.1 Análisis Geotectónico**

El contexto geotectónico de partida de la Cuenca Lancones era el de una fase distensiva marcada por una estructura de apertura ubicada en un margen continental, la cual se ha denominado “*rift*” en el sentido de fosa o graben dentro de un marco de cuenca ante-arco. Esta paleo-estructura sería producto de la tectónica distensiva que se generó de la apertura entre Gondwana y Laurasia, la cual se inició en el Jurásico medio y bien podría ser la prolongación de una mega-estructura que viene desde el Caribe (Fig. 26) en un margen convergente. El eje magmático mantélico debió de tener una orientación principal con rumbo norte-sur tal como se muestra en la figura 23, la cual sufrió un giro en el Cretáceo superior en lo que se denomina deflexión de Huancabamba (Fig. 22) y adquiere un rumbo NE, pero existieron otras estructuras similares subordinadas (secundarias) dentro del corredor principal, las cuales albergan los depósitos de SMV tipo Tambo Grande.

Las estructuras distensivas se pueden generar en tres contextos, pensando en el caso particular de la Cuenca Lancones: en una zona de “*rift*” marginal, en una dorsal, o en una zona distensiva de ante-arco.

- En un “*rift*” tipo Mar Rojo (Fig. 21 y 23) se presenta una divergencia de placas y se crea una estrecha zona de corteza oceánica. El mar invade el eje de la cuenca; pero, a consecuencia de su forma estrecha y alargada, sus comunicaciones con el océano abierto son todavía difíciles. Los fenómenos volcánicos que se observan en el borde de la cuenca marina y, sobre todo, la formación de corteza oceánica en el eje de esta cuenca, se hallan asociados a una importante actividad hidrotermal, que enriquece los sedimentos en sales metálicas, precipitadas principalmente en forma de sulfuros, pudiendo formarse depósitos de sulfuros masivos de gran interés económico (Boillot, G. 1984). Los estadios de este tipo se inician con un volcanismo alcalino ausente en la Cuenca Lancones o tal vez no aflorante por la homogeneidad de la topografía, por lo cual no se descarta la posibilidad que este fuese el origen de la cuenca, es decir un “*rift*” abortado y desplazado por fallas transformantes.
- Tegart (2000) y Caldas & Farfán (1997), en cierta forma ratifican la hipótesis de la existencia de un “*rift*” o estructura de apertura. Sin embargo esta estructura no es una dorsal meso-oceánica como mencionan Valdivia y Torres (1995). Pero es indiscutible el aporte de elementos procedentes del manto por un adelgazamiento de la corteza. La afinidad toleítica de las rocas del Complejo Basal Volcánico (CBV) evidencian la presencia de esta estructura y

la manifestación de secuencias félsicas (domos dacíticos) asociadas a los depósitos de sulfuros masivos (SMV) así como el magmatismo transicional al calco-alcalino, descartan la posibilidad de que se trate de una dorsal meso-oceánica como sí lo precisan Valdivia, J. y Torres, A. (1995).

- El que las rocas de la Cuenca Lancones varíen entre toleíticas y calco-alcalinas sugiere que los espesores fueron mayores que una típica corteza oceánica (~10 km) pero no corresponden a los típicos espesores de la corteza de los Andes (>30 km) donde las rocas son calco-alcalinas ricas en potasio. La hipótesis del contexto geotectónico que más se acomoda al de la Cuenca Lancones es la de una fase distensiva de ante-arco / cuenca marginal, donde se produce un adelgazamiento de la corteza continental y permite la generación de magmas de afinidad toleítica.

El escenario geotectónico de la Cuenca Lancones es muy complejo, al norte de la cuenca se presentan terrenos acrecionados y al sur de la misma una zona de convergencia de placas, separadas por la deflexión de Huancabamba. No existe a la fecha bibliografía que se ocupe de explicar los fenómenos que se produjeron en esta zona.

## **5.2 Estratigrafía**

En cuanto a la estratigrafía volcánica, se han identificado en el área de estudio dos grandes eventos volcánicos que pueden ser considerados como metalotectos para depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV).

El primero de ellos es el Complejo Basal Volcánico (CBV), caracterizado por ser una secuencia volcánica máfica bimodal, de ambiente de formación correspondiente a una estructura de apertura de fase distensiva (Mapa 2, Fig. 21 y 23), aparentemente de mares profundos, el cual es de edad Jurásico superior a pre-Albiano (ver apéndice de dataciones).

El otro evento es el Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), caracterizado por ser una secuencia mayormente volcanoclástica bimodal (félsico-máfica), con presencia de mayor cantidad de facies sedimentarias y características de un ambiente de arco de islas volcánico y de mares someros, el cual es de edad Albiano medio a superior.

El análisis litogeoquímico muestra dos grandes grupos geoquímicamente diferentes.

El primero de ellos es un evento de afinidad toleítica que está dado por las Formaciones Ereo y Chungas, es decir, los equivalentes al Complejo Basal Volcánico (CBV).

El otro evento, de afinidad transicional entre toleítica y calco-alcalina, está dado por la Formación La Bocana y sus miembros Pilares y Cabuyal, equivalentes al Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).

Las rocas volcánicas del CVS son más evolucionadas que las del CBV, por su afinidad hacia la calco-alcalinidad, es decir que interactuaron con una corteza más gruesa que las del CBV.

Las rocas félsicas del CBV están asociadas a los depósitos de SMV del tipo Tambo Grande (Cu-Zn), (Fig. 8 y 9). Estas rocas de composición dacítica se presentan como domos y son menos abundantes que las rocas félsicas del CVS y su origen se debe a una diferenciación del magma toleítico por lo que tienden a ser calco-alcalinas, mas evolucionadas que los basaltos toleíticos.

Las rocas félsicas del CVS están asociadas a los depósitos e indicios del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Estas rocas son de composición dacítica y riolítica, y se presentan a manera de flujos, domos y brechas. Su origen se debe a diferenciación magmática y son de afinidad transicional entre toleíticas y calco-alcalinas.

### **5.3 Evolución de la Cuenca Lancones**

A partir de los resultados del presente estudio se ha planteado la hipótesis de la evolución de la Cuenca Lancones (Fig. 24), siendo el modelo que más se ajusta, el de una estructura inicial de apertura tipo “*rift*”, en el sentido de fosa o graben, de fase distensiva y dentro de una zona de ante arco en un margen continental.

La Cuenca Lancones se inició bajo un régimen extensivo el cual generó la estructura de apertura durante el Jurásico, con un volcanismo máfico bimodal de

afinidad toleítica. En este evento volcánico, denominado Complejo Basal Volcánico (CBV) es donde se generan los SMV del tipo Tambo Grande (Cu-Zn).

Posteriormente se produce un volcanismo durante el Cretáceo medio (Albiano) de característica volcanoclásticas y secuencias sedimentarias intercaladas, en un ambiente de arco insular y de calderas volcánicas, este volcanismo es de afinidad transicional entre el toleítico y el calco-alcalino. En este evento volcano-sedimentario, denominado Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) es donde se generan los SMV del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko).

Luego se produce la emersión de la cuenca por sectores, durante una fase compresiva y se desarrolla un evento volcánico de características sub-aéreas y algunas facies sub-marinas, denominado evento Lancones.

Hacia el Cretáceo superior se emplazan intrusiones plutónicas y sub-volcánicas, este episodio da origen a un cinturón magmático-hidrotermal, en el cual se generan depósitos del tipo pórfidos de cobre, epitermales de baja y alta sulfuración, skarns y vetas polimetálicas a partir de las intrusiones múltiples asociadas al batolito de la costa.

Por último, ya en un ambiente de cuenca submarina, se produce una sedimentación durante el Terciario, la cual da origen a formaciones petrolíferas, ubicadas al oeste del área de estudio y fuera de la misma, las cuales constituyen una de las principales fuentes de hidrocarburos del Perú.

El modelo metalogénico que más se acomoda a nuestros resultados es el de la estructura de apertura “*rift*” de ante arco (Fig. 24), sin embargo no deja de ser un modelo y no se descartan otras posibilidades de evolución de la cuenca. Entre estas se cuentan las múltiples posibilidades de transición SMV-pórfidos-epitermales BS/AS, favorecidas por la coexistencia de ambientes subaéreos y submarinos durante la evolución de la cuenca.

#### **5.4 Análisis de Metalotectos**

En el mapa metalogénico del Perú se considera las principales áreas metalogénicas y unidades en que se encuentran los principales yacimientos e indicios peruanos. La gran mayoría están asociados al ciclo andino (Chacón, N., Canchaya, S., Morche, W. y Aranda, A. 1997).

Según Soler et al. (1986), las provincias metalogénicas y las unidades de la costa de Zn, Pb, Ag, Cu, W, Sn, Au, U, etc., se pueden agrupar en cuatro segmentos principales: Segmento norte, Segmento central, Segmento centro-sur y Segmento sur. El área que comprende la Cuenca Lancones se ubica dentro del primer segmento (norte) y representa a los yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos SMV del Cretáceo inferior-medio.

Según la clasificación de Franklin (1993), en cuanto al tipo de depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV), podemos llegar a la conclusión que existen dos estilos de mineralización (Tabla 9, Figuras 6 y 13).

El primer estilo esta dado por los depósitos del tipo Tambo Grande (Cu-Zn). Los cuales son relativamente grandes, de un tonelaje superior a los 50 millones de sulfuros masivos y con contenido de oro (Au) y plata (Ag).

El segundo estilo de mineralización esta dado por los depósitos del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Los cuales son relativamente pequeños de restringido tonelaje (menor a 1 millón de toneladas de sulfuros masivos).

Sin embargo los depósitos de la Faja Pirítica Ibérica (FPI) corresponden geoquímicamente al segundo grupo, y como se sabe los yacimientos que la conforman son los más grandes del mundo.

Por otro lado y asociados a eventos magmáticos-hidrotermales tardíos se presentan depósitos del tipo pórfidos cupríferos y sistemas epitermales de alta y baja sulfuración.

Finalmente, los otros estilos de mineralización como los skarns y vetas polimetalicas no serán materia del presente análisis por considerarlos sin importancia económica en el sentido de explotación, pero al menos las vetas son de importancia para la exploración de posibles cuerpos de sulfuros en profundidad como se mencionó con anterioridad.

#### **5.4.1 Depósitos Tipo Tambo Grande**

Las rocas de caja de los depósitos de Tambo Grande (Cu-Zn) pertenecen al Complejo Basal Volcánico (CBV), submarino y bimodal, con predominio basáltico correspondiente al Jurásico superior - Cretáceo inferior. Estas rocas forman la

secuencia basal de la Cuenca Lancones, cuyos afloramientos muestran una tendencia noreste (Mapa 1).

Los sulfuros masivos de Tambo Grande tienen un predominio de cobre y zinc con plomo en menor cantidad y presencia importante de oro y plata.

El contexto geológico y los índices metálicos guardan consistencia con una clasificación de depósito máfico bimodal (Según Barrie y Hannington, 1984, Fig. 19). Entre los ejemplos notables de depósitos máficos bimodales se encuentran los famosos yacimientos del Distrito de Noranda y Kidd Creek en Canadá. El Dr. James Franklin (geocientífico, jefe retirado del Geological Survey de Canadá y reconocido experto en los depósitos de SMV) utilizando su amplia base de datos, con más de 800 depósitos de SMV de todo el mundo, preparó un ranking de los mismos (Fig. 10), ubicando al yacimiento de Tambo Grande en el más alto nivel de los depósitos SMV a nivel mundial.

A nivel del mundo el conjunto de masas que integran el yacimiento de Río Tinto, en España, se considera la mayor concentración de sulfuros masivos conocida hasta la fecha (Palero, F. 1999). Pero de acuerdo con la clasificación de Franklin corresponden a los del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko).

La deposición de sulfuros fue controlada por cuencas de tercer orden (TG1) dentro de cuencas tectónicas secundarias (TG3) y estuvo asociada con un pulso de volcanismo félsico (Figura 18), domos de composición dacítica, en una secuencia estratigráfica por lo demás máfica. Se observa dos escenarios diferentes para la

acumulación de sulfuros en Tambo Grande. En el depósito TG1, los sulfuros rellenaron la topografía pre-existente o paleo-relieve (Fig. 16), mientras que en el TG3 (Fig. 9), los sulfuros se desarrollaron como montículos dentro de un campo de domos emergentes sobre un fondo de fosa tectónica (graben). Los depósitos de Tambo Grande y la estratigrafía volcánica hospedante no han sufrido perturbación yaciendo casi tal como se depositaron y no presentan ninguna perturbación estructural. Como sucede en la mayoría de distritos de sulfuros masivos a nivel mundial, estos últimos se presentan como depósitos múltiples o conjunto de SMV.

La zonalidad característica trae como resultado una distribución compleja de metales base y preciosos. Al desarrollo inicial de una columna de sulfuros le sigue una removilización y superposición de metales base con relaciones espaciales complejas y en el caso del TG1, una removilización y enriquecimiento de cobre tardío así como la precipitación de sulfatos y oro. Se observa que en el TG1, el evento de cobre tardío parece haber ocurrido durante la invasión de agua marina en la columna de sulfuros que alteró la calcopirita inmediatamente se volvió a precipitar o se removilizó parcialmente para superponerse a otras partes del depósito (Fig. 16).

El depósito aurífero en óxidos de TG1 está compuesto básicamente por una unidad de baritina rica en oro que se depositó durante una fase tardía de transición exhalativa a medida que el sistema hidrotermal pasó de reductor y generó sulfuros a un sistema oxidante, amortiguado por agua marina, lo cual precipitó sulfatos y oro. Se piensa que el TG1 permaneció en contacto con el agua marina, reaccionando con la misma a medida que el sistema se iba enfriando (Fig. 16).

Los gossan son monteras de óxidos de hierro producidos por meteorización de los afloramientos de las masas de sulfuros. El mineral mayoritario es goethita y suele contener oro y plata en cantidades que pueden permitir su beneficio, como por ejemplo Cerro Colorado en Río Tinto y Filón sur en Tharsis localizados en la Faja Pirítica Ibérica (Palero, F. 1999).

En forma similar al TG1, el TG3 es un depósito zonado con zonas de cuerpos de pirita, zonas de reemplazamiento de cobre basal y zonas distales de cobre-zinc-plata-oro. Sin embargo, el TG3 carece de eventos tardíos de óxido con oro y enriquecimiento de cobre secundario. Estas dos épocas de mineralización son fenómenos tardíos que probablemente estén ausentes porque el sistema hidrotermal se enfrió a causa del volcanismo anterior a la finalización de su evolución (terminaba prematuramente, mientras que aún se estaba reduciendo). El TG3 se selló eficazmente a partir de la interacción a largo plazo con agua marina debida a un cubrimiento rápido causado por el volcanismo andesítico-basáltico.

Según James Franklin quien estudió el depósito en detalle, el ambiente de formación del TG1, así como de los otros depósitos perforados (TG3-B5) es profundo. Las razones son las siguientes: en ambiente abisal, los SMV son portadores de oro diseminado en calcopirita, esto debido a que el oro es transportado en  $\text{Cl}^-$  (Cloruro). En ambientes epitermales someros, el oro es transportado en bisulfato y al llegar al punto de ebullición, precipita junto con baritina (Foto 6), aparentemente lejos de la presencia de sulfuros masivos. Esto ocurre a profundidades de 1,500 a 600 m, en

donde el agua de mar se introduce fría en la columna volcánica y se calienta cerca de la fuente de calor. En estas condiciones los sulfuros masivos se depositan en la superficie oceánica y el bisulfato disuelve el cobre de las rocas circundantes y lo deposita sobre los sulfuros masivos como calcosina, depositando posteriormente el oro con baritina (Foto 6) sobre la calcosina, pero sin ebullición. El TG3 aparentemente evolucionó hasta la formación de calcosina, pero antes de la deposición de la fase oro-baritina un basalto cubrió el yacimiento, truncando su evolución aurífera. En la misma línea la esfalerita es un indicador de profundidad: en ambiente abisal estas son ricas en hierro, en ambientes intermedios se trata de blenda rubia, pero en ambientes epitermales estas son casi blancas o amarillas, difíciles de ver a simple vista. En Tambo Grande se presentan tanto escalerita rica en hierro como blenda rubia, es por eso que se propone que el yacimiento se formó en mares profundos.

#### **5.4.2 Depósitos Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)**

El Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) corresponde a un volcanismo y magmatismo inducido de margen continental del Cretáceo medio generando un arco de islas reconocido al oeste de la ciudad de Las Lomas y con rumbo noreste-suroeste. En este tipo de volcanismo se generan depósitos e indicios del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Existen numerosos indicios de este estilo en las rocas del CVS, entre intermedias y félsicas, que se encuentran al norte de Tambo Grande. Sin embargo, la gran cantidad de campañas de exploraciones llevadas a cabo no ha permitido descubrir depósitos de importancia económica hasta la fecha de la elaboración del presente estudio. Se cree que los depósitos grandes se forman solamente dentro de la

porción principalmente máfica (CBV) más antigua de la estratigrafía Jurásica-Cretácica.

Según la clasificación de Barrie y Hannington (1984), los indicios del CVS se encuentran dentro del grupo denominado siliciclásticos bimodales (Fig. 19).

En las rocas de origen exhalativo submarino del indicio Potrobayo, se produjeron durante la diagénesis, removilización, recristalización y corrosión de minerales como también plegamientos intraformacionales. Las emanaciones de gases, por un lado, tuvieron en parte un carácter explosivo y produjeron un intenso brechamiento, y las reactivaciones hidrotermales tardías aprovecharon los sistemas de debilidad para emplazarse como venillas de cuarzo y baritina. Por sus características este indicio parece ser producto de acción exhalativa submarina e hidrotermal conjuntas a consecuencia de lo cual presenta rasgos epigenéticos y singenéticos combinados (Ríos et al. 1998).

La sílice-hematita (Fotos 14 y 15) del indicio Potrobayo sugiere un origen hidrotermal de baja temperatura y somera. De ser esto cierto habrían anomalías de sodio positivas y en las raíces, dacitas con alteraciones de clorita epidota, tal como ocurre en el indicio. Parece ser que en este ambiente hay sólo cuatro yacimientos conocidos a nivel mundial, de esfalerita blanca y que no necesariamente son sulfuros masivos, sino más bien vetas o pequeños mantos, de difícil evaluación geofísica (Franklin 2000). En estos ambientes, en general se forman “*stringers*” similares a los observados en Tomapampa y Cerro Colorado (Fotos 11 y 12), sin la presencia de sulfuros masivos y con posible presencia de ambientes epitermales (Au, As, Sb, Hg y

Sn). Sin embargo queda en claro que los ambientes someros no son negativos, pero si aparentemente menos favorables para la formación de SMV, tema que actualmente es de gran debate a nivel mundial. Sin embargo durante la fase de cartografía geológica se descubrió un cuerpo de SMV aflorante en los alrededores del indio Potrobayo (Foto 16). Dentro de los ambientes someros, un posible ambiente favorable lo dan las calderas, las cuales parecen estar presentes en la zona entre Potrobayo y Tomapampa (Injoque et al, 2000).

Los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos SMV están frecuentemente acompañados por sedimentos químicos silíceos con cantidades variables de sedimentos terrígenos y minerales de hierro y manganeso (Mirão, J.; Barriga, F.; Noiva, P. y Ferreira, A. 1997).

Es importante mencionar que estos niveles de jaspe (chert) reconocidos en los yacimientos tipo Kuroko (tetsusekiei), en los de la Faja Pirítica Ibérica y en los yacimientos Canadienses, no parecen constituir un nivel guía, como se pensaba hace algún tiempo. Aunque sí pueden ser indicadores de la proximidad de sulfuros (Sánchez, A. 1996). Probablemente las rocas más características de la Faja Pirítica Ibérica son los jaspes con óxidos y peróxidos secundarios de manganeso por alteración de rodonita y rodocrosita (Carvalho, D. 1979). Estos se dejaron de explotar hace unos 25 años sin alcanzar producciones relevantes en España. Para Barriga y Oliveira (1986) estas rocas son precipitados hidrotermales en el fondo marino; acumulaciones de geles de sílice con fierro y manganeso. Lo que es importante mencionar es que generalmente los yacimientos de sulfuros masivos están cubiertos o

coronados por una capa de chert o sílice ferruginosa (Fig. 7). En el CVS existen numerosas manifestaciones de jaspilitas, las cuales pueden constituir un buen punto de partida para la exploración de SMV (Fotos 10, 14 y 15).

Existen muchas similitudes geológicas y geoquímicas entre los depósitos e indicios del CVS y los de la FPI, pero como mencionamos anteriormente no se han descubierto depósitos de grandes dimensiones como los de la Faja Pirítica, pero esto no descarta la posibilidad que existan.

#### **5.4.3 Depósitos Magmáticos - Hidrotermales**

Los sistemas del tipo pórfidos cupríferos tratados anteriormente, 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°E. 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 (según la clasificación de Gustafson, L. & Quiroga, J. para el pórfido El Salvador-Chile. 1995), la alteración predominante es la potásica con muy poca cuarzo-sericita (Foto 18).

Otro estilo de mineralización presente en el área de estudio de la Cuenca Lancones está representada por sistemas epitermales de alta (AS) y baja sulfuración (BS).

Según Padilla (2004) los depósitos del tipo pórfidos de cobre no serían muy atractivos pues se habrían emplazado en una corteza delgada, por lo cual no estarían enriquecidos en contenido metálico, sin embargo esta postura es especulativa al no

haberse llevado a cabo ninguna campaña sistemática de perforación diamantina en este tipo de indicios.

Por otro lado los sistemas epitermales, tanto de baja como alta sulfuración, sólo han sido reconocidos en el terreno, existiendo algunas muestras geoquímicas puntuales con anomalías de oro (Informes internos y confidenciales de Cía. de Minas Buenaventura y BHPBilliton). Sin embargo al realizarse una rápida campaña piloto de muestreo de sedimentos de arroyo se obtuvo una interesante anomalía de Cu y Au en los drenajes de los indicios Guitarras, Bolsa del Diablo, Chivatos, Agua Escondida y Calabazas (Mapa 3).

### **5.5 Exploración y Posibilidades en la Cuenca Lancones**

Durante muchos años se han evaluado los indicios de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) de la Cuenca Lancones, sin diferenciarlos por posición estratigráfica, ambiente formacional y estilo de mineralización y por ende utilizando los mismos parámetros para su estudio y evaluación. Este procedimiento ha sido erróneo pues se trata de depósitos de diferentes ambientes, tipo de mineralización, forma, volumen, edad y contenido metálico.

A partir de las conclusiones sobre yacimientos minerales en la Cuenca Lancones, la experiencia sobre el área de estudio puede ser aplicada en toda la extensión de la Cuenca para la prospección por estos depósitos.

Por otro lado los depósitos magmáticos-hidrotermales han sido reconocidos pero no evaluados sistemáticamente por ello se desconoce su real potencial.

La prospección por yacimientos del tipo Tambo Grande (Cu-Zn) debe estar orientada sobre las secuencias volcánicas del Complejo Basal Volcánico (CBV). Esta franja se encuentra abierta hacia el sur del depósito de Tambo Grande, donde los afloramientos del CBV se encuentran cubiertos por formaciones Terciarias y Cuaternarias y las profundidades del nivel mineralizado se encuentra a más de 400 m, mientras que al norte la secuencia del CBV se encuentra bajo el Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), siendo la profundidad del nivel mineralizado desconocida, pues a la fecha no se ha logrado ningún hallazgo significativo, pero no por ello deja de ser una zona altamente prospectiva.

La litogeoquímica de rocas volcánicas, materia del capítulo 4 del presente estudio y la interpretación geofísica, tanto de la gravimetría como de la magnetometría fundamentalmente constituyen métodos indirectos muy eficientes para la prospección por depósitos tipo Tambo Grande dentro del Complejo Basal Volcánico (CBV).

Litológicamente es importante identificar los centros félsicos del CBV, ya que los SMV de este tipo están asociados a estas intrusiones sub-volcánicas, como en el caso del depósito TG3 (Fig. 8 y 9). Por otro lado es fundamental determinar los tipos de alteraciones hidrotermales para la exploración por este tipo de depósitos (Fig. 14), así como las zonalidades geoquímicas (Fig. 15).

La prospección por yacimientos del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko) debe estar orientada sobre las secuencias félsicas del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), esta franja se encuentra abierta hacia el este y oeste de la estructura de apertura “*rift*” y en asociación a estructuras del tipo calderas (Mapa 3). Las calderas volcánicas submarinas constituyen las nuevas regiones con manifestaciones de depósitos de tipo Kuroko en Japón (Ohmoto, H. y Takahashi, T. 1983).

El CVS aflora en gran parte del área de estudio, es muy frecuente encontrar raíces de sistemas de SMV aflorantes, así como algunos cuerpos masivos estratoligados preservados y que afloran a manera de “*gossan*” (Foto 16).

Por otro lado es importante mencionar que a la fecha no se ha logrado encontrar un depósito de este tipo que sea económico, lo cual no descarta las posibilidades de un hallazgo significativo.

La litogeoquímica de rocas volcánicas, materia del capítulo 4 del presente estudio y la interpretación geofísica, tanto de la gravimetría como de la magnetometría de detalle constituyen métodos indirectos muy eficientes para la prospección de depósitos tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko) dentro del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).

Litológicamente es importante identificar las secuencias félsicas del CVS, ya que los SMV de este tipo están asociados a estas (Foto 16). Paralelamente es necesario reconocer las alteraciones hidrotermales propias de este tipo de sistemas, las cuales

sirven de guía para el posicionamiento espacial del depósito (Fig. 7), esto puede realizarse con ayuda del PIMA (ver apéndice de Estudios de PIMA).

Es importante destacar que para la prospección de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) en general, al tratarse en la mayor parte de los casos de depósitos recubiertos por una litología posterior a la etapa de mineralización (Fig. 9), hace falta conjugar varios métodos de exploración: geológicos, estructurales, geoquímicos, geofísicos y sobre todo la interpretación e integración de los resultados. Por ejemplo, el descubrimiento del depósito de SMV de Neves-Corvo en Portugal (FPI) fue el resultado de diferentes métodos de exploración y de un prolongado tiempo en las fases de prospección (Leca, 1985).

Otro estilo de mineralización presente en el área de estudio de la Cuenca Lancones está representada por sistemas del tipo pórfidos de cobre y molibdeno y epitermales de alta (AS) y baja sulfuración (BS).

El procedimiento sistemático para la exploración de este tipo de depósitos es iniciar con una campaña regional de muestreo de sedimentos de arroyo (“*stream sediments*”), tratando de cerrar las anomalías existentes determinadas en las primeras fases. El muestreo debe ser orientado sobre el cinturón magmático-hidrotermal de rumbo N40°E (Mapa 2).

Una vez ubicadas las áreas anómalas, se debe proceder con la cartografía geológica y de alteraciones hidrotermales, en detalle, con ayuda del PIMA y un muestreo sistemático tanto de roca como de suelos.

Según los resultados pueden realizarse campañas de magnetometría u otros métodos geofísicos como IP y resistividad. Para finalmente determinar las zonas a perforar con sondeos diamantinos.

Un ejemplo de exploración es el caso del yacimiento El Tapado, situado en el distrito minero de Yanacocha en el departamento de Cajamarca al SE de la Cuenca Lancones. El depósito El Tapado está cubierto por 20 a 80 m de gravas inconsolidadas y es un típico ejemplo de sistemas epitermales de alta sulfuración (AS). Este depósito fue descubierto utilizando el método geofísico de resistividad y contiene más de 2 millones de onzas de oro en óxidos (Rutti, 2003).

El pórfido de cobre de La Escondida, situado en la región de Antofagasta en el norte de Chile contiene más de 2 mil millones de toneladas con algo más de 2% de cobre, fue igualmente descubierto utilizando métodos geofísicos y su confirmación se efectuó recién con el sexto sondeo diamantino, actualmente La Escondida representa el 8% de la producción mundial de cobre (Padilla, 2003).

Se hace mención a estos dos casos de exploración, pues en la Cuenca Lancones existen ambos estilos de mineralización y una abundante cobertura, lo cual hace difícil su evaluación sin recurrir a métodos indirectos.

Es importante concluir que este estilo de mineralización no ha sido aún prospectada sistemáticamente por compañías mineras y por ende se desconoce su real potencial, constituyendo por lo tanto un atractivo objetivo de exploraciones a futuro. Por otro lado cada depósito o indicio es una particularidad por lo que no se puede diseñar un esquema rígido de exploración, se pueden indicar los procedimientos generales pero no las técnicas específicas.

Tradicionalmente se ha considerado por separado la metalogenia de los yacimientos volcanogénicos subaéreos y submarinos. Cuando se hablaba de yacimientos porfídicos o epitermales, se subentendía que se trataba del primer caso. Y del segundo, si se hablaba de sulfuros masivos. Los estudios de detalle realizados indican la transición de un sistema de tipo pórfido a uno epitermal de baja sulfuración en Ladolam (Müller et al. 2002). Por su parte, las mineralizaciones encontradas en el Conical Seamount, son consideradas como el eslabón que ilustra la transición entre un sistema subaéreo y una concentración sub-oceánica de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV), con espectaculares contenidos auríferos en ambos casos.

En sistemas fósiles se encuentran, igualmente, indicios que apuntan a la existencia de una transición continua desde los clásicos sistemas SMV sub-oceánicos hasta los sistemas de pórfidos de Cu-Au y epitermales Au-Ag, según sugieren numerosas investigaciones (Castroviejo, 2004). Se ha interpretado la génesis del yacimiento de alta sulfuración de Pueblo Viejo en la República Dominicana, como subaérea, pero transicional a submarina somera (Kesler et al. 1981). La emersión

parcial del CVS sugiere que este fenómeno de transición entre sistemas subaéreos y sub-oceánicos se presenta en la Cuenca Lancones. Esto abre perspectivas de potencial hasta ahora no investigado, pero posible.

## **5.6 Análisis Comparativo de Otras Cuencas Volcano-sedimentarias Prospectivas por Yacimientos SMV en el Perú**

### **5.6.1 Cuenca Huarmey**

#### **Generalidades**

La Cuenca Huarmey es una evidencia de deposición marina desde el Jurásico superior (Titoniano) hasta el Cretácico inferior (Albiano). Comprende mayormente secuencias volcano-sedimentarias (Cobbing et al. 1981). A fines del Albiano la cuenca emergió y sufrió deformación. Posteriormente, entre el Cretáceo superior y Paleoceno, la cuenca volcano-sedimentaria fue intruida, en gran parte, por “*stocks*” del batolito de la costa. La estratigrafía generalizada de la Cuenca Huarmey muestra cambios hacia las facies orientales, volviéndose más sedimentaria.

Las rocas de la parte sur de la Cuenca Huarmey se encuentran expuestas en el área de Lima, y pertenecen al llamado Grupo Puente Piedra (Titoniano-Berriasiano), comprenden un espesor aproximado de 2,000 metros de lavas almohadilladas (“*pillow*”) y rocas volcanoclásticas con intercalaciones de calizas y limolitas (Rivera et al. 1975).

Estudios geoquímicos (Atherton et al. 1985) evidencian que muchos de los basaltos y andesitas indican características de arco de islas (calco-alcalinós).

Alrededor de 500 metros de areniscas y lutitas, deltaicas y fluviales del Grupo Morro Solar (Valanginiano) yacen sobre el Grupo Puente Piedra.

A partir de la sedimentología, Wilson (1963) concluyó que las rocas del Grupo Morro Solar fueron depositadas en una cuenca aislada, separadas del océano por grandes espesores de tierra en el oeste, constituyendo así el aporte para los sedimentos silíceos.

Inmediatamente encima del Grupo Morro Solar se encuentran las Formaciones Pamplona y Atocongo que corresponden al período comprendido entre el Valanginiano superior y el Albiano inferior. Según Rivera et al. (1975) las secuencias carbonatadas de estas formaciones contienen una peculiar clase de fauna, lo cual indicaría que se depositaron en cuencas aisladas.

El Grupo Casma, es la secuencia superior a las anteriormente mencionadas, y aflora hacia el norte de la ciudad de Lima (Fig. 11). Este Grupo es el metalotecto, donde se encuentran las mineralizaciones de sulfuros masivos, como es el caso de la Mina María Teresa (Fig. 11), y los indicios de Cerro Blanco, Cerro Colorado Chico y demás zonas anómalas por explorar (Injoque et al. 2000).

Existen cambios de facies de oeste a este bien definidos (Cobbing et al. 1981). Las facies del oeste comprenden secuencias de 6,000 a 9,000 metros de espesor, constituidas por “*pillow*” lavas, rocas volcanoclásticas y escasos sedimentos, mientras

que las facies del este decrecen hasta alcanzar espesores de 3,000 metros, con abundancia de secuencias sedimentarias (calizas y lutitas).

Estudios geoquímicos (Atherton et al. 1985) revelan que las facies del oeste son mayormente basálticas y andesíticas, mientras que las facies volcánicas, escasas, del este están constituidas mayormente por dacitas y riolitas.

Por otro lado mencionaremos que el Grupo Casma se encuentra intruido por “*sills*” y diques mayormente andesíticos-basálticos, y “*stocks*” de gabros. Estas intrusiones básicas corresponden a la superunidad Patap del batolito de la costa.

### **Depósitos e Indicios de la Cuenca Huarmey**

Los depósitos conocidos tanto de la Cuenca Huarmey como Cañete, utilizando la clasificación de Franklin (1993), se encuentran dentro del grupo de los denominados tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Ver tabla 10 y figura 17.

Solamente se tiene referencia de un solo depósito entre Trujillo y Lima (Fig. 11), perteneciente a la Cuenca Huarmey, y es el yacimiento de María Teresa, con características típicas del estilo Kuroko (Vidal 1980, 1987; Chacón 1988). Sin embargo existen muchas zonas anómalas y prospectivas como es el caso de Cerro Blanco y Cerro Colorado Chico, donde se encontró la presencia de brechas hidrotermales silicificadas y sílice ferruginosa muy similar a la de los yacimientos tipo Kuroko (Injoque et al. 2000).

### ***María Teresa***

El depósito de María Teresa se encuentra ubicado aproximadamente a 6 km de la ciudad de Huaral (norte de Lima). El depósito es explotado a pequeña escala desde 1973 y se benefician baritina y mineralizaciones polimetálicas.

Los recursos de María Teresa están estimados en aproximadamente 1 millón de toneladas con concentraciones promedio de 4% de Zn, 1.3% de Pb, 0.3% de Cu y 100 g/t de Ag.

El depósito se encuentra en rocas volcánicas de las facies occidentales del Grupo Casma. El muro del depósito comprende una fuerte silicificación y alteración sericítica que obliteran la roca original, contiene disseminaciones y vetillos de sulfuros, constituidos de pirita y trazas de esfalerita, calcopirita y galena. Hacia el techo del depósito la silicificación de la roca pasa hacia una alteración argílica que tiene un espesor de 20 metros aproximadamente.

La zona consiste en cuarzo, pirita, minerales arcillosos, óxidos de hierro y jarosita, enriquecida en plomo y plata (Chacón 1988). En la parte superior de esta zona se encuentran lentes sub-horizontales de baritina. La baritina es de grano fino y bandeada a escala centimétrica. El bandeamiento está reflejado por diferentes tamaños de granos, oxidaciones e intercalaciones de capas de chert. En las partes profundas de alteración argílica, las perforaciones diamantinas han confirmado la presencia de depósitos de sulfuros masivos compuestos por esfalerita, galena y calcopirita. Por encima de la zona argilitizada se depositan secuencias lávicas basálticas.

## 5.6.2 Cuenca Cañete

### **Generalidades**

Cardozo (1990) revisó la historia geológica de la Cuenca Cañete. La depositación marina se inició en el Jurásico superior (Titoniano) y finalizó en el Cretáceo inferior (Albiano), acumulando muchas secuencias volcano-sedimentarias. Durante la finalización del Albiano, la cuenca sufrió un levantamiento y deformación. Durante el período entre el Cretáceo superior y el Paleoceno, la estratigrafía volcano-sedimentaria fue intruida, en gran parte, por el batolito de la costa.

Las rocas más antiguas de la Cuenca Cañete son volcánicas básicas y rocas sedimentarias pertenecientes al Grupo Puente Piedra (Titoniano-Berriasiano), las rocas del Grupo Morro Solar (Valanginiano) compuesto por areniscas y lutitas deltáicas y fluviales, yacen sobre el Grupo Puente Piedra. En el área de Lima las rocas siliciclásticas del Grupo Morro Solar gradan transicionalmente a los carbonatos de las Formaciones Pamplona y Atocongo (Hauteriviano-Aptiano). Al sur de Lima la sedimentación de carbonatos es reemplazada gradacionalmente por la Formación volcano-sedimentaria Copara, constituida de lavas basálticas y andesíticas y rocas volcanoclásticas intercaladas con calizas bioclásticas y areniscas limosas. De acuerdo con Ostermann et al. (1983), la columna estratigráfica de la Formación Copara, revela la presencia de centros volcánicos.

Por encima de los carbonatos de las Formaciones Pamplona y Atocongo y/o las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Copara, yacen las rocas del Grupo

Casma. Así mismo, como en la Cuenca Huarmey, el Grupo Casma muestra cambios de facies de oeste a este (Ostermann et al. 1983; Steinmüller, 1987). Las facies del oeste consisten de lavas intercaladas con calizas, mientras que las facies este se encuentran compuestas de lavas, rocas volcanoclásticas, lutitas bituminosas y calizas negras bioclásticas.

Cardozo (1990) asume que las rocas volcánicas pertenecientes a las facies del oeste son producto de erupciones fisurales. Mientras que hacia el este las rocas del Grupo Casma indican una formación mayormente sub-aérea con un desarrollo local de cuencas marinas profundas (Steinmüller, 1987).

Wauschkuhm et al. (1986) y Steinmüller (1987) en sus investigaciones geoquímicas, encuentran que existen características comunes entre las rocas volcánicas, basaltos y andesitas, de la Cuenca Huarmey y las cuencas tras-arco de islas. Sin embargo, las facies más félsicas, dacitas y riolitas del este de la Cuenca Huarmey, no están presentes en la Cuenca Cañete.

### **Depósitos e Indicios de la Cuenca Cañete**

La mayoría de los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos del Perú, descubiertos a la fecha, se encuentran en la Cuenca Cañete (Fig. 11).

***Aurora Augusta***

Este depósito se encuentra localizado aproximadamente a 50 km al noreste de Lima (Fig. 11), cerca al poblado de Jicamarca. Aurora Augusta es una pequeña mina de baritina, cuya producción comenzó en 1975.

El depósito se encuentra en rocas volcánicas correspondientes a las facies occidentales del Grupo Casma. La mineralización económica de Aurora Augusta se presenta como cuerpos irregulares complejos con alteraciones de cuarzo-sericita-pirita, hacia el techo de esta secuencia se encuentran cuerpos de forma tabular.

Dataciones de K-Ar determinan edades de 106-116 Ma para las alteraciones (Vidal 1987), ver apéndice de dataciones, similares a la edad de deposición de las rocas del Grupo Casma. La mineralización es mayormente monominerálica y está constituida de baritina de grano fino (Sekoko). Las zonas ricas en sulfuros son escasas. Hacia el techo de la mineralización se encuentran secuencias de rocas volcanoclásticas y lavas, el contacto de estas con el depósito es cortante.

***Perubar (Minas de Leonila Graciela, Juanita, Santa Cecilia y Elenita)***

Estos depósitos minerales se encuentran localizados 50 km al este de Lima (Fig. 11), cerca al poblado de Cocrachacra en el valle del río Rímac. Las operaciones mineras en esta área se iniciaron en 1950 con una producción de baritina en el depósito de Leonila Graciela. Posteriormente fueron descubiertos cuerpos de sulfuros con altas concentraciones de zinc en Leonila Graciela y Juanita, iniciando su producción en 1980. Los depósitos de Leonila Graciela, Juanita y Santa Cecilia se

encuentran alineados y se presume que formaron parte de una misma masa mineral, pues su discontinuidad coincide con el emplazamiento de fallas, la combinación de estos pequeños cuerpos (100-150 m) dan un tonelaje de 6.5 millones de toneladas de sulfuros y baritina con leyes de 80% de BaSO<sub>4</sub>, 12% de Zn, 1.5% de Pb y 30 g/t de Ag. La mineralización económica del depósito de Elenita contiene alrededor de 7% de Zn, 2% de Pb y 110 g/t de Ag. (Vidal 1987). Actualmente la mina se encuentra paralizada.

Todos estos depósitos minerales se presentan hacia el techo de la rocas pertenecientes a las facies orientales del Grupo Casma. Esta secuencia es localmente intruida por granitoides del batolito de la costa, correspondientes al Cretáceo superior. Las rocas del Grupo Casma se encuentran foliadas según la dirección del lineamiento regional noroeste, siendo el alineamiento más significativo, del área, norte-noroeste.

Durante el emplazamiento de los intrusivos, los depósitos minerales y sus encajantes fueron afectados por metamorfismo de contacto, correspondiente a la facie hornblenda-hornfels (Vidal 1987). Cartografiando áreas no afectadas por el metamorfismo de contacto se determinó que las litologías corresponden a rocas volcanoclásticas y flujos de lava basálticos y andesíticos, intercalados con calizas negras y lutitas micríticas.

Los depósitos de Leonila Graciela, Juanita y Santa Cecilia se presentan a lo largo de una falla con orientación noroeste. Estos cuerpos se encuentran emplazados en las calizas negras con intercalaciones lutáceas y son de características

estratiformes, consisten de sulfuros masivos y baritina con una zona de “*stockwork*” hacia la base. El “*stockwork*” se encuentra fuertemente silicificado y está constituido principalmente de pirita y esfalerita en venas y diseminada y menores contenidos de calcopirita, galena, pirrotita y magnetita. Los depósitos de sulfuros masivos poseen bandeamiento y están compuestos de pirita, pirrotita y esfalerita con incremento de la concentración de la baritina hacia el techo de los mismos, mientras que la calcopirita, galena y magnetita se muestran subordinadas. Los depósitos de sulfuros masivos han sufrido los efectos del metamorfismo de contacto, presentando grano grueso y texturas granoblásticas y lepidoblásticas. Sólo la pirrotita es exclusivamente hexagonal (Vidal 1987). El depósito de Elenita se encuentra asociado a una brecha “*pipe*” y consiste de zonas irregulares, masivas gradando hacia un “*stockwork*” hacia el muro. Los sulfuros masivos se encuentran compuestos de pirita, esfalerita y baritina con menores contenidos de calcopirita, galena, marcasita, pirrotita, jamesonita y esfalerita. La zona del “*stockwork*” esta compuesta por cuarzo, pirita y esfalerita.

### ***Palma***

El depósito de Palma se encuentra localizado a 55 km al sureste de Lima (Fig. 11) en el valle del río Lurín. La explotación, a pequeña escala, se inició en 1985. La explotación del yacimiento se encuentra incompleta y los datos de reservas son aún especulativos. Los ensayos realizados indican contenidos de 10% de Zn, 2% de Pb y 45 g/t de Ag.

El depósito de Palma se encuentra en rocas de las facies orientales del Grupo Casma, consistentes de lavas andesíticas y basálticas y rocas volcanogénicas intercaladas con lutitas y calizas claras y negras (bituminosas).

Existen depositaciones de eventos volcánicos sub-aéreos en algunas zonas, interrumpiendo las secuencias submarinas.

Estructuralmente hablando, existe un lineamiento noroeste con buzamiento hacia el sureste, aunque las últimas interpretaciones manifiestan la existencia de una estructura tipo graben, repotenciando el área prospectiva hacia el oeste de la mina (Injoque et al 2000).

La mineralización económica de Palma se encuentra en las calizas negras, las cuales indican un ambiente reductor, donde se depositaron los sulfuros.

Corresponden a depósitos del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), ver tabla 10, de tipo distal (Fig. 3), hoy en día se han identificado las chimeneas o “*pipes*”, y se están reevaluando las posibilidades del yacimiento. Los mantos están constituidos de pirita y pirrotita y menores cantidades de esfalerita, galena y muy escasa calcopirita. La pirrotita es mayormente monoclinica y está asociada con esfalerita rica en hierro (Steinmuller 1987).

En las partes altas de la mineralización la pirrotita se encuentra diseminada y la pirita, esfalerita y galena en finas capas. Hacia el techo de la mineralización se manifiestan algunos pequeños lentes de baritina. La zona mineralizada de Palma se encuentra fuertemente deformada y afectada por metamorfismo de bajo grado (Injoque et al. 2000), es además de grano fino y muestra textura de deformación plástica.

En la actualidad la mina se encuentra paralizada.

**Balducho**

El depósito de Balducho se encuentra situado a 40 km al noreste de Pucusana en el valle del río Chilca (sur de Lima). Fue explotado ya hace algunos años, con muchas intermitencias, influyendo la inestabilidad política del país, así como el poco tonelaje con que contaban sus reservas, no existiendo datos de la producción del mineral.

De acuerdo con Vidal (1987), el depósito tiene una posición sub-vertical y se encuentra invertido, por otro lado se encuentra alojado en secuencias pelíticas metamorfozadas, intruidas por granodioritas de la superunidad Tiabaya del batolito de la costa, en realidad el depósito de Balducho es un techo colgante en una extensa masa intrusiva (Injoque et al. 2000).

La mineralización económica consiste de un cuerpo estratiforme de baritina y lentes de sulfuros masivos con una zona de “*stockwork*” de sulfuros adyacente. El máximo espesor de la zona mineralizada está en el orden de los 300 metros. Los sulfuros masivos están constituidos de pirita y esfalerita, mientras que el “*stockwork*” contiene calcopirita. Como consecuencia de la presencia del intrusivo batolítico, se ha producido un metamorfismo de contacto, que genera la recristalización de los sulfuros aumentando el grano de los mismos, así mismo se distingue la presencia de texturas granoblásticas.

### ***Cerro Lindo***

El yacimiento Cerro Lindo se ubica aproximadamente a 175 km al sureste de Lima en el distrito de Chavín, provincia de Chincha, departamento de Ica. Fue identificado por primera vez en 1967 mediante trabajos de reconocimiento de anomalías de color en imágenes satelitales. El yacimiento Cerro Lindo se da dentro de un cinturón con rumbo noroeste compuesto de rocas volcano-sedimentarias que pertenecen a la Formación Huaranguillo, Grupo Casma, del Cretáceo medio. El Grupo Casma (y sus equivalentes) se formaron en una cuenca tras arco como consecuencia de tectónica extensional durante la subducción.

Las rocas volcánicas están compuestas principalmente de lavas andesitas y tobas; pero a escala local, el depósito Cerro Lindo yace en una secuencia de flujos riodacíticos mixtos de masivos a brechados y piroclásticos y algunos volcánicos intermedios. El batolito de la costa del Cretáceo superior a Terciario corta toda la secuencia y genera metamorfismo de contacto, que llega al grado andalucita-cordierita. El patrón estructural tiene pliegues abiertos de esquistosidad muy débil y bloques generados por fallamiento quebradizo.

El yacimiento de sulfuro masivo de Cerro Lindo, que mide 850 metros de largo, 450 metros de ancho y 200 metros de espesor, ocupa un graben intra-cuenca alargado con rumbo noroeste. El yacimiento se inclina aproximadamente a 65° hacia el suroeste como consecuencia de la deformación orogénica. La cantidad total de sulfuros masivos depositados en el graben es más de 200 millones de toneladas. El yacimiento consiste en tres cuerpos principales denominados C-1, C-2 y C-5 limitados por las fallas sin-volcánicas del graben.

Cerro Lindo está compuesto por cuerpos lenticulares y apilados de sulfuros masivos de pirita (50-95%), esfalerita marrón, calcopirita y contenidos menores de galena. Hay cantidades considerables de baritina (10-60%), especialmente en las partes superiores de los cuerpos. El yacimiento, en afloramiento, presenta una zona de enriquecimiento supergénico con calcosina y covelita. En la superficie, la baritina con contenido de Ag-Au es el único remanente de los sulfuros masivos. Del nivel estratigráfico superior al inferior, se reconocen tres tipos de sulfuros masivos en el yacimiento: 1) sulfuros masivos ricos en Zn zonados de pirita-baritina; 2) sulfuros masivos homogéneos ricos en Cu compuestos con baritina, pirita con calcopirita como venillas y enclaves; y 3) pirita masiva homogénea, estéril o con poca calcopirita intersticial.

El patrón principal de alteración hidrotermal en Cerro Lindo es una alteración extensa y generalizada de sílice-sericita que rodea el yacimiento. A nivel local, se observa alteración de alta temperatura de clorita asociada con venillas de calcopirita en zonas falladas. Cerro Lindo es un yacimiento típico de tipo sulfuro masivo volcanogénico (SMV) y tiene muchas características que lo hacen análogo a un yacimiento tipo Zn-Pn-Cu (Kuroko).

Los recursos en Cerro Lindo actualmente son de 41 MT con 5.1% de Zn, 0.8% de Cu, 35.4 g/t de Ag, incluido un núcleo de alta ley de 13 MT con 9.0 % de Zn, 0.7 % de Cu, 45.5 g/t de Ag.

Es importante destacar que los depósitos de grandes dimensiones se encuentran en el sur de la Cuenca Cañete, tal es el caso del yacimiento de hierro de “Marcona” y

otros proyectos recientemente descubiertos por RTZ – Perú, como Mina Justa, el cual se encuentra en rocas de composición andesítica correspondientes a la Formación Río Grande del Jurásico medio a tardío. Casualmente estos depósitos se encuentran en zonas donde si existe un basamento Paleozoico como en la Cuenca Lancones. Lo cual no descarta la posibilidad de poder encontrar depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) similares a Tambo Grande en otras cuencas volcano-sedimentarias en el Perú.

### **Otros Indicios de Mineralización Tipo SMV**

Se conocen ya este tipo de yacimientos en la costa del Perú central. Además son conocidas muchas evidencias asociadas a actividades volcánico exhalativas submarina en diferentes localidades de la costa peruana; vetas de cuarzo-calcita-baritina-pirita-calcopirita en Chancay, Pacasmayo, Ancón, Santa Rosa, Puente Piedra y Ventanilla en Lima; Punta Atahuanca y playa Medio Mundo en Huacho; Pucusana y León XIII en Chilca y playas Bujama y Totoritas en Mala; exhalación de sílice-hematita en Ancón, Napuquio y Gorgor (Vargas, Ch. y Rodríguez, I. 2000) en Lima; Cerro Colorado Chico, Río Fortaleza y Cerro Blanco en las inmediaciones de Pativilca, en este último se interceptó en las perforaciones la zona del “*stringer*” y playa Pocoma en Moquegua; y disseminaciones de pirita y pirrotita en las áreas de Ancón y Mala, además de alteración hidrotermal con presencia de sílice, sericita, epidota, clorita y prehnita en estas áreas (Injoque, J.; Dunin-Borkowski, E. y Miranda, C., 1979).

Estas observaciones demuestran el gran potencial de la faja costera para la búsqueda de yacimientos de sulfuros masivos, siendo estas de gran interés, debido a que su ubicación permite contar con vías de comunicación favorables y en consecuencia la inversión en infraestructura sería relativamente reducida. En el caso de Tambo Grande por ejemplo, cuenta con diferentes ventajas de infraestructura por encima de otros proyectos mineros de Latinoamérica. El área se encuentra a un promedio de 150 m.s.n.m y a 110 km por carretera asfaltada de un puerto marítimo de gran calado. La red de energía está disponible cerca al área del proyecto.

### **5.6.3 Potencial Para Nuevos Descubrimientos de SMV en el Perú**

Indudablemente que existe un gran potencial aún no reconocido en las Cuencas de Lancones, Huarmey y Cañete, anteriormente descritas. Es más, las mismas compañías mineras propietarias de algunos de los yacimientos mencionados han logrado, ya, aumentar sus reservas, como consecuencia de la exploración sistemática, en áreas adyacentes a sus yacimientos, como es el caso de “Manhattan Minerals Corporation” en Tambo Grande. A la fecha de la elaboración de este estudio se había descubierto el depósito de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) denominado Cerro Lindo, ubicado en la parte sur de la Cuenca Cañete (Fig.11).

No obstante, a lo largo del cinturón costero del Perú, existen secuencias volcano-sedimentarias adicionales que pudieran contener depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos. En el norte se debe mencionar la Formación Oyotún y en el sur, las Formaciones Jahuay, Guaneras, Río Grande, Chocolate y Juntara (Fig. 12). Desafortunadamente, hasta la fecha, el escenario geológico de estas secuencias

volcano-sedimentarias no está bien reconocido y es necesario realizar, en el futuro, más profundas investigaciones.

En relación a las tres cuencas anteriormente descritas (Lancones, Huarmey y Cañete), mencionaremos que la Cuenca Lancones posee una secuencia volcánica (CBV) del Cretáceo inferior muy extensa, además de una suave topografía y buenos accesos, representando el objetivo más prometedor para los nuevos descubrimientos de depósitos de sulfuros masivos en el Perú. Por otro lado, el único yacimiento determinado en el área es Tambo Grande (Cu-Zn), y como se sabe, estos yacimientos no se presentan aislados sino que forman conjuntos de depósitos, tales como los numerosos yacimientos del Macizo de Troodos en Grecia, los Kuroko en la zona de tobas verdes en Japón y los de la Faja Pirítica Ibérica en Portugal y España.

El yacimiento de Tambo Grande (Cu-Zn) y otros indicios conocidos se encuentran en las rocas volcánicas básicas del Complejo Basal Volcánico (CBV). El Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) constituye un evento predominantemente félsico y contiene facies trancisionales a rocas sedimentarias, en ella se encuentra los indicios con características del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Además son consideradas altamente prospectivas las áreas de lutitas negras y calizas bituminosas, con el objetivo de determinar yacimientos distales (Fig. 7).

Las facies occidentales del Grupo Casma, dentro de la Cuenca Huarmey son prospectivas, allí se presentan los indicios de Cerro Blanco y Cerro Colorado Chico,

con muchas características de chimeneas o “*pipes*” con zonas silicificadas, similares a la mina María Teresa (Injoque et al. 2000).

Finalmente las facies orientales del Grupo Casma en la Cuenca Cañete ofrecen un buen potencial por depósitos de Zn-Pb-Cu, similares a los yacimientos de Perubar (tipo Kuroko). Las secuencias prospectivas son las lutitas y calizas negras bituminosas intercaladas con rocas volcánicas intermedias y volcanoclásticas.

#### **5.6.4 Comparación con la Cuenca Lancones**

En el artículo de Arherton et al. (1985) se presentan los datos geoquímicos de la Cuenca Huarmey, se reportan composiciones de las rocas entre máficas y félsicas que son tanto toleíticas como calco-alcalinas, similares a las de la Cuenca Lancones. Sin embargo algunas claras diferencias se pueden observar en los elementos traza. En general la distribución de elementos trazas normalizados contra MORB es muy similar a los de la Cuenca Lancones, incluyendo un ligero enriquecimiento en los elementos incompatibles. Pero las rocas de la Cuenca Huarmey no presentan las anomalías típicas de arco, que si presentan las rocas de la Cuenca Lancones (Nb, P, Ti).

Según Atherton et al. (1985), las rocas máficas tanto de la Cuenca Huarmey como las de Lancones son similares, sin embargo las de la Cuenca Lancones poseen una tendencia a ser más primitivas que las de la Cuenca Huarmey, pero existe una gran diferencia entre las rocas félsicas de ambas cuencas, indicada por el

enriquecimiento de LREE en las rocas de la Cuenca Huarmey, mientras que en la Cuenca Lancones las rocas félsicas son muy similares a las máficas.

Las gran diferencia entre rocas félsicas y máficas de la Cuenca de Huarmey sugieren procesos diferentes de formación entre sí mientras que en la Cuenca Lancones, la geoquímica sugiere que félsicas y máficas son cogenéticas.

Arherton et al. (1985) indican que la química de las rocas de la Cuenca de Huarmey sugieren un ambiente transicional entre asociación de arco y no asociación de arco posiblemente ligado a cuenca de tras-arco “back-arc” o a una cuenca marginal. Debido a la no presencia de evidencias de arco estos autores prefieren el ambiente de cuenca marginal desarrollado en el límite oeste de la corteza continental durante periodos de extensión en le Mesozoico.

La comparación entre las tres cuencas (Lancones, Huarmey y Cañete) se presentan en la tabla 6.

### **5.7 Prospección por Yacimientos SMV en el Perú**

Es indudable que en la actualidad muchas compañías mineras siguen explorando nuevas áreas en busca de yacimientos volcanogénicos de sulfuros masivos en las diferentes cuencas volcano-sedimentarias.

Tal vez los métodos prospectivos no sean los más idóneos para determinar nuevos hallazgos, pero es innegable que existe un gran potencial.

Es recomendable revisar las secuencias félsicas de la Cuenca Huarmey para la ubicación de las chimeneas o “*pipes*” de los posibles depósitos de SMV y tomarlas como punto de partida para la evaluación geoquímica y geofísica de las diferentes áreas.

Por otro lado es importante revisar las zonas de sílice-ferruginosa (tetsusekiei), característica de los últimos eventos exhalativos de los yacimientos tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), que se encuentran en áreas prospectivas a lo largo de las tres cuencas. Así mismo se recomienda realizar una correcta reconstrucción estratigráfica de las áreas con la intención de prospectar yacimientos del tipo distal. Es indudable que existe un inmenso potencial en la Cuenca Lancones, por depósitos tipo Tambo Grande (Cu-Zn). Mientras que los tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko) es muy común encontrarlos en las tres cuencas (Lancones, Huarmey y Cañete) (Fig. 11).

Las Cuencas Huarmey y Cañete no yacen sobre terrenos Paleozoicos y/o Precámbricos, y no presentan las características evolutivas de la Cuenca Lancones, es por ello que parecen no contar con la presencia de los depósitos de sulfuros masivos de las características de Tambo Grande (Cu-Zn). No se descarta que existan, pero a la fecha no se ha reportado la presencia de este estilo de mineralización.

Hablando de técnicas específicas, podríamos mencionar a la medición de los pH de los suelos de las áreas anómalas o con indicios de presencia de mineralización, aunque esta es una técnica aún experimental, ha dado algunos buenos resultados.

En cuanto a la geofísica es sabido de la importancia de la gravimetría, magnetometría y conductividad eléctrica, para este tipo de yacimientos, pero los resultados deben ser interpretados con un correcto fundamento geológico.

Finalmente debemos mencionar que existen numerosos indicios con perforaciones, donde probablemente la profundidad de los sondeos no fue la adecuada, en dichos casos se recomendaría usar el método de detección geotermal para ver la posibilidad de ubicar cuerpos de sulfuros masivos en profundidad, teniendo en cuenta si se dan las condiciones freáticas necesarias.

En líneas generales las técnicas mencionadas son métodos indirectos para la detección de depósitos de SMV. La única alternativa que realmente nos da una certeza de su presencia, es la perforación. Como lo demuestran los hallazgos de los depósitos de Las Cruces (España) y Neves Corvo (Portugal), por citar algunos ejemplos.

## 6 CONCLUSIONES

Este capítulo resume las conclusiones generales sobre la Cuenca Lancones determinadas en el presente estudio, así como sus consecuentes aplicaciones dentro de la misma cuenca y en otras cuencas volcano-sedimentarias del Perú, con el objeto de plantear nuevas estrategias de exploración por depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (SMV).

- La litogeoquímica, petrografía, mineragrafía y tipos de depósitos de sulfuros masivos (SMV) caracterizan dos unidades o Metalotectos de la Cuenca Lancones; el Complejo Basal Volcánico (CBV) y el Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), poniendo de manifiesto evidentes diferencias entre ambos.
- El Complejo Basal Volcánico (CBV), máfico bimodal, pre-Albiano, contienen mineralizaciones tipo Tambo Grande (Cu-Zn), de gran tonelaje, asociadas a domos dacíticos y en un ambiente distensivo.
- El Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), siliciclástico bimodal, Albiano medio a superior, contiene mineralizaciones tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko), de escaso tonelaje hasta la fecha y asociadas a secuencias félsicas de composición riolítica a dacítica y en un contexto de arco volcánico.
- Las rocas del Complejo Basal Volcánico (CBV) son de afinidad toleítica y derivación mantélica, mientras que las rocas del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) son mayormente transicionales a calco-alcalinas.

- Las rocas intrusivas se categorizan como sub-volcánicas y plutónicas. Las rocas plutónicas constituyen parte del cinturón batolítico de la costa. El Complejo Plutónico Las Lomas presenta evidencias de un plutonismo múltiple, probablemente coincidente con un foco magmático-hidrotermal importante, que funcionó del Cretáceo superior al Terciario inferior y está asociado a sistemas del tipo pórfido cuprífero y epitermales de alta y baja sulfuración.
- El modelo interpretativo de la evolución de la Cuenca Lancones que más se acomoda a los resultados del estudio es la hipótesis de un “*rift*” con un posterior arco de islas en una fase de distensión (Jurásico medio-Cretáceo medio) y luego una fase compresiva (Cretáceo Superior).
- Las Cuencas Huarmey y Cañete no presentan un basamento Paleozoico o Precámbrico como sí lo presenta la Cuenca Lancones. Hacia el sur de la Cuenca Cañete, donde sí hay basamento metamórfico Paleozoico, es donde se desarrollan depósitos de grandes dimensiones como, el recientemente descubierto, yacimiento de Mina Justa, el cual se encuentra en rocas de composición andesítica correspondientes a la Formación Río Grande del Jurásico medio a tardío

## **6.1 Cuenca Lancones**

### **6.1.1 Modelo Metalogénico**

El modelo metalogénico para el “Metalotecto Lancones” es el de una cuenca volcano-sedimentaria, con una fase inicial de volcanismo máfico, denominada, para el

presente estudio, Complejo Basal Volcánico (CBV), el cual contiene los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) del tipo Tambo Grande (Cu-Zn).

Recubriendo esta secuencia se presenta una segunda fase de volcanismo, predominantemente volcanoclástico y félsico, denominada Complejo Volcánico Sedimentario (CVS), el cual contiene los depósitos e indicios de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) del tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko).

La evolución de la Cuenca Lancones puede generalizarse en la siguiente secuencia (Fig 24):

La Cuenca Lancones se inició bajo un régimen extensivo el cual generó una estructura de apertura “*rift*” durante el Jurásico medio. El cual produjo un volcanismo máfico bimodal de afinidad toleítica denominado Complejo Basal Volcánico (CBV).

Seguidamente se produce un volcanismo durante el Cretáceo medio (Albiano), este volcanismo es de afinidad transicional entre toleítica y calco-alcalina. Este evento volcano-sedimentario es denominado Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).

Posteriormente se emplazan cuerpos intrusivos cortando las secuencias anteriormente descritas y se desarrollan sistemas del tipo pórfidos cupríferos y epitermales de alta y baja sulfuración asociados a estas intrusiones (ver Fig. 25).

Finalmente, ya en un ambiente de cuenca submarina, se produce una sedimentación durante el Terciario, la cual da origen a formaciones petrolíferas, ubicadas al oeste del área de estudio y fuera de la misma.

### **6.1.2 Aplicación y Exploración**

- Los trabajos de prospección para el hallazgo de nuevos depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) del tipo Tambo Grande (Cu-Zn) en la Cuenca Lancones deben circunscribirse al área comprendida entre Las Lomas y Tambo Grande, en la zona donde existan manifestaciones del Complejo Basal Volcánico (CBV), aunque sin signos visibles de alteración. La información aeromagnética muestra aquí una amplia zona de baja intensidad, que al encontrarse alrededor del yacimiento de Tambo Grande podría tener potencial para efectuar trabajos prospectivos con métodos indirectos (eléctricos y gravimétricos).
- Debido a que el Complejo Basal Volcánico (CBV) constituye un Metalotecto para prospectar por sulfuros masivos volcanogénicos del tipo Tambo Grande (Cu-Zn), se deben completar los estudios petrográficos y petroquímicos de dicha Formación, lo cual nos ayudará a definirla correctamente.
- Es necesario realizar estudios epecíficos (petrográficos y geoquímicos) para definir los sistemas de alteraciones hidrotermales asociados a los SMV, apoyados en estudios previos de PIMA.
- Es necesario realizar una evaluación de los afloramientos del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS) ubicada al oeste del indicio Tomapampa, hacia donde la cuenca sedimentaria posee características para albergar depósitos distales en facies sedimentarias. Esta sub-cuenca tiene estructuras circulares y depósitos de

ignimbritas y sedimentos de gran espesor, que hacen pensar en calderas volcánicas, las cuales constituyen ambientes muy favorables para la presencia de cuerpos de sulfuros masivos tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko). Así mismo, existen características similares en las inmediaciones del indicio Potrobayo por lo que se recomienda su debida evaluación.

- El Cerro Chancadora es un sistema del tipo pórfido cuprífero y está constituido por un granito fuertemente tectonizado, el cual en la actualidad es una cantera de material para la construcción. Un muestreo referencial realizado señala anomalías de cobre y molibdeno, por lo que se recomienda efectuar una cartografía geológica a escala 1:5,000 y muestreo sistemático con malla de 25 m x 25 m, lo cual podría definir el potencial del área.
- Son interesantes también indicios y áreas de alteración del lineamiento noroccidental, como Chiqueros, Guitarras, Chivatos-Bolsa del Diablo, Calabazas, Alumbre, Naranja y otros sistemas epitermales de alta y baja sulfuración, si bien el estado actual de conocimientos es insuficiente para precisar su potencial minero. Se requieren trabajos geológicos de detalle con sus respectivos muestreos sistemáticos; también, a ser posible, se podrían efectuar perforaciones diamantinas cortas de 50 m (en algunos de ellos), con el fin de evaluar mejor el potencial de dichas áreas.
- Coviene prestar atención a las transiciones de ambientes volcánicos submarinos y subaéreos, por sus posibles implicancias metalogénicas, entre sistemas de SMV y pórfidos y epitermales de alta y baja sulfuración.

## **6.2 Aplicación a Otras Cuencas**

A partir de las conclusiones obtenidas en el presente estudio, se pueden ampliar algunas aplicaciones hacia otras cuencas volcano-sedimentarias del Perú.

Es importante definir la edad de las secuencias máficas basales, así como su afinidad geoquímica, y ver si corresponden a secuencias similares al CBV de la Cuenca Lancones, debido a que por similitud en edad, características geoquímicas y ambiente de formación podrían ser prospectivas por depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV) tipo Tambo Grande (Cu-Zn). En las Cuencas Cañete y Huarmey son conocidas secuencias Cretáceas, similares al CVS, así como depósitos del tipo Zn-Pb-Cu o Kuroko (Fig. 17). A la fecha constituyen depósitos de un restringido volumen, pero no se descarta la posibilidad de nuevos hallazgos de mayor potencial.

Los modelos metalogenéticos desarrollados en la Cuenca Lancones pueden ser utilizados para poder clasificar las Cuencas Cañete y Huarmey (Fig.11) y determinar su potencial por SMV.

Por otro lado existen Formaciones de edad Jurásica, como el CBV, de características volcano-sedimentarias (Fig. 12), en las cuales existen algunos indicios de mineralización del tipo SMV, tales como la Formación Oyotún, en el norte del Perú, mientras que en el sur se presentan las Formaciones Jahuay, Guaneros, Río Grande y Junetara. En todas ellas debería realizarse un análisis similar al elaborado en

el presente estudio con la finalidad de determinar su prospectividad por depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV).

## BIBLIOGRAFÍA

- Aggarwal, P. and Nesbitt, B. 1984. Geology and geochemistry of the Chu Chua massive sulphide deposit, British Columbia: *Economic Geology*, v. 79, p. 815-825
- Allen, P. 1995. Soil sampling reconnaissance in prospects Cerro Colorado and Papayo. Project Totoral. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Allen, P. 1995. Soil sampling reconnaissance in prospects Papayo and La Copa. Project Totoral. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Andrade, R. 1996. Estudio Petrográfico. Proyecto Totoral. Compañía de Minas Buenaventura. Informe interno.
- Anguita, F. 1988. Origen e Historia de la Tierra. Editorial Rueda. Madrid. 525 p.
- Anguita, F. y Moreno, F. 1991. Procesos Geológicos Internos. Editorial Rueda. Madrid. 232 p.
- Aranda, A. 1998. Estudio Petro-mineralógico. Proyecto Totoral. Compañía de Minas Buenaventura. Informe Interno.
- Aspden, J. A., Bonilla, W. and Duque, P. 1995. The Oro Metamorphic complex, Ecuador. Geology and economic mineral deposits. *Overseas Geological and Miner Resources*, N 67, 47 pp.
- Atherton, M. P., Warden, V. and Sanderson, L. M. 1983. The Mesozoic marginal basin of Central Peru. *Nature*, 305: 303-306.
- Atherton, M. P., Warden, V. and Sanderson, L. M. 1985. The Mesozoic marginal basin of Central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism. In *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. Edited by W. S. Pitcher, M. P. Atherton, E. J. Cobbing and R.D. Beckinsale. Glasgow, pp. 47-58.

- B. R. G. M. 1980. Informe de pre-factibilidad del proyecto minero de Tambo Grande. Unpublished Company Report.
- Baldock, J. W. 1982. Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador. Dirección General de Geología y Minas.
- Barrett, T. and Sherlock, R. 1996. Geology, Lithogeochemistry and Volcanic Setting of the Eskay Creek Au-Ag-Cu-Zn Deposits, Northwestern British Columbia. *Explor. Mining Geol.*, Vol. 5, N° 4, pp. 339-368.
- Barrett, T. and Sherlock, R. 1996. Volcanic Stratigraphy, Lithogeochemistry and Seafloor Setting of the H-W Massive Sulfide Deposit, Myra Falls, Vancouver Island, British Columbia. *Explor. Mining Geol.*, Vol. 5, N° 4, pp. 421-458.
- Barrett, T., Cattalani, S. and MacLean, W. 1991. Massive sulfide deposits of the Noranda area, Quebec. I. The Horne mine. *Can. J. Earth Sci.* 28, 465-488.
- Barrett, T., MacLean, W., Cattalani, S., Hoy, L. and Riverin, G. 1991. Massive sulfide deposits of the Noranda area, Quebec. III. The Ansil mine. *Can. J. Earth Sci.* 28, 1699-1730.
- Barrett, T., Thompson, J. and Sherlock, R. 1996. Stratigraphic, Lithogeochemistry and Tectonic Setting of the Kutcho Creek Massive Sulfide Deposit, Northern British Columbia. *Explor. Mining Geol.*, Vol. 5, N° 4, pp. 309-338.
- Barrie, C. and Hannington M. 1999. Classification of Volcanic-Associated Massive Sulfide Deposits Based on Host-Rock Composition. *SEG. Reviews in Economic Geology*, V. 8, 1-11.
- Barriga, F. and Oliveira, J. 1986. Geochemical study of chert, jasper and manganese ores from the Iberian Pyrite Belt. *Maleo*, 2 (13): 11.

- Beigbeder, F. 1997. Diccionario Politécnico de las Lenguas Española e Inglesa. Ediciones Díaz de Santos. Madrid. 1543 pp.
- Bischoff, J. L. 1980. Geochemical system at 21°N, East Pacific Rise: physical limits on geothermal fluid and role of adiabatic expansion, *Science*, 207, 1465-1469.
- Boillot, G. 1984. Geología de los márgenes continentales. Masson, S. A. Barcelona, España. 141 p.
- Boldy, J. 1968. Geological observations on the Delbridge massive sulfide deposit. *Can. Inst. Mining Metall. Trans.* 71 : 247-256.
- Brack, A. 1987. Gran geografía del Perú. Naturaleza y Hombre. Vol III, La Fauna, 247 p.p.
- Breña, Ch. 1996. Estudio de Impacto Ambiental en Minería Mina Marta. Tinyaclla-Huancavelica, Tesis. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- Bristow, P. and Hoffstetter, R. 1977. Ecuador. *Lexique Stratigraphique International*, V, 5<sup>a</sup>, 410 p., CNRS ed., Paris.
- Caldas, J. 1997. Levantamiento geológico de la cuenca Lancones, sector las Lomas (Dpto. de Piura). Proyecto Lancones. Informe interno. Buenaventura Ingenieros – North Compañía Minera.
- Caldas, J. y Farfán, C. 1997. Tectonismo, magmatismo y sedimentación en la cuenca Lancones. Resúmenes extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, pp. 249-253.
- Caldas, J.; Palacios, O.; Pecho y Vela, Ch. 1980. Geología de los Cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta la Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope. *INGEMMET*, boletín N 32.

- Cardozo, M. 1983. Raul als Beispiel vulkanogener Kupferlagerstätten im Copara-Metallotekt, Zentralperu. Ph. D. Thesis, Universität Heidelberg, Germany.
- Cardozo, M. 1990. The Copara metallotect in Central Peru: Geologic evolution and ore formation. In *Stratabound ore deposits in the Andes*. Edited by L. Fontboté, G. C. Amstutz, M. Cardozo, E. Cedillo and J. Frutos. Berlin. Pp. 395-412.
- Cardozo, M. 1996. El futuro de la minería polimetálica en el Perú, *Mundo Minero*, 170: 32-38.
- Carlson, G. 1977. Geology of the Bailadores Venezuela, massive sulfide deposits. *Econ. Geology*, T 72, V6, p 1131-1141.
- Cartensen, A. y Córdova, A. 2000. El Proyecto Tambo Grande. Resúmenes extendidos. Cuarto Simposium Internacional del Oro. Lima, Perú.
- Carvalho, D. 1979. Geologia, metalogenia e metodologia da investiga $\diamond$  $\diamond$ o de sulfuretos polimetálicos do Sul do Portugal. *Comun. Serv. Geol. Port.*, 65: 169-191.
- Carvalho, D. and Barriga, F. 1999. Bimodal Siliciclastic Systems-The Case of The Iberian Pyrite Belt. *Society of Economic Geologists, Reviews in economic geology* 8: 376-408.
- Castroviejo, R. 1998. Fundamentos de Petrografía. E.T.S.I. Minas. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España. pp. 116.
- Castroviejo, R. 2004. El oro en ofiolitas. Capítulo 2: Pereira, E. y Castroviejo, R. (2004). Guía de exploración de metales preciosos en complejos ofiolíticos de Iberoamérica. CYTED (en prensa).
- Castroviejo, R., Armstrong, E., Lago, A., Martínez Simón, J. y Argüelles, A. 2004. Geología de la mineralizaciones de sulfuros masivos en los cloritoesquistos de

Moeche (complejo de Cabo Ortegale, A Coruña). Boletín Geológico y Minero. Vol, 115-1, Año 2004. 3-34.

- Castroviejo, R., Gable, R., Cueto, R., Batsale, J., Foucher, J., Soler, M., Gounot, J., Batsale, J., Lopez, A. y M. Joubert. 1996. Ensayo de una metodología innovadora para la detección de masas polimetálicas profundas: Modelo geológico y exploración geotérmica preliminares de la Masa Valverde (Huelva). Boletín Geológico y Minero. Vol, 107-5, Año 1996, 485-509.
- Chacón, N. 1988. Metalogenia del Eugeosinclinal Albiano-Cenomaniano de la cuenca Noroccidental del Perú, Ph. D. Thesis, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú.
- Chacón, N., Canchaya, S., Morche, W. y Aranda, A. 1997. Metalogenia como guía para la prospección minera en el Perú. Sociedad Geológica del Perú. pp. 37.
- Chalco, R. A. 1955. Estudio geológico preliminar de la región Sullana-Lancones. Bol. Técn. Empr. Petrol., fasc. 3, Minist. Fom. Publ., Lima.
- Chávez, A. y 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, Noroeste del Perú). Bol. Soc. Geol. Perú, 82, 5-21.
- Cobbing, E.J.; Pitcher, W.S.; Wilson, J.; Baldock, J.; Taylor, W.; McCourt, W. and Snelling, N.J. 1981. Estudio geológico de la cordillera occidental del norte del Perú. Estudios especiales, Serie D, Boletín N 10, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Conde, K. 1997. Plate Tectonics and Cristal Evolution. Butterworth Heinemann. An imprint of Elseiver Sciences, Oxford. 282 p.

- Constitución Política del Estado Peruano, Aprobada por el Congreso Constituyente Democrático del Perú (CCD), ratificado en el Referendum del 31-10-93 y promulgada el 29 de diciembre de 1993.
- Corbett, G. and Leach, T. 1996. Southwest Pacific Rim. Gold – Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. Manual for an Exploration Workshop presented at Jakarta. pp. 186.
- Debelman, J. et. Mascle, G. 1991. Les Grandes Structures Géologiques. Enseignement des Sciences de la Terre. Masson, Paris, 299 p.
- Degens, E. T. and Ross, D. A., eds. 1969. Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea. Springer-Verlag, New York.
- Dickinson, W. R. 1974b. Sedimentation within and beside ancient and modern magmatic arcs. In Dott, Jr., R. H. and Shaver R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mineral sp.
- Farrell, C. W. 1978. Report on the examination of the La Plata mines, Ecuador. Lima, Compañía de Minas Buenaventura., private report, 18 p.
- Feininger, T. 1987. Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru. Canadian Journal of Earth Sciences, 24: 266-278.
- Fernández, S. y Hernández, A. 1991. Cálculos y Diagramas Geoquímicos. Universidad Complutense de Madrid, pp 334.
- Ferreyra, R. y Brack, A. 1987. Gran geografía del Perú. Naturaleza y Hombre. Coedición Manfer – Juan Mejía Baca. Volumen II, pp 319.
- Fisher, A. G. 1976. Desarrollo geológico del Noroeste peruano durante el Mesozoico. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 30: 177-190.

- Foster, R. P. 1993. Gold Metalloeny and Exploration, ed. Chapman & Hall, London, 432 p.
- Foucault, A. y Raoult, J. F.1985. Diccionario de Geología. Masson, S.A. Barcelona. pp 316.
- Francheteau, J. et al. 1979. Massive deep-sea sulfide ore deposits discovered on the East Pacific Rise, *Nature*, 277, 523-528.
- Franklin, J. 1993. Volcanic associated massive sulfide deposits. Geol. Assoc. Canada. Spec. Paper 40, 315-334.
- Franklin, J. 2000. Comunicación personal. Proyecto Tambo Grande. Piura – Perú.
- Franklin, J. 2001. Litogeochemical Program for the Northern Lancones Basin Piura Area, Peru. Prepared for BHP Resources Ltda.
- Franklin, J. 2004. Comunicación personal, [jfranklin4@CompuServe.com](mailto:jfranklin4@CompuServe.com).
- Franklin, J. M., Lydon, J. W. and Sangster, D.F., 1981. Volcanic-associated massive sulphide deposits. *Economic Geology 75 anniversary volume*, p. 485-627.
- Franklin, J., Kasarda, J. and Poulsen, K. 1975. Petrology and chemistry of alteration zone of the Mattabi massive sulfide deposit: *Economic Geology*, v. 70, p. 63-79.
- Gable, R., Castroviejo, R., Cueto, R., Batsale, J., Foucher, J., Soler, M., Gounot, J. y Guerin, G. 1998. Innovative Geothermal Methodology to Detect Deep Blind Polymetallic Orebodies. *Eurothen* 98, 44-55.
- Gagliuffi, P. 1995. Análisis Petrográfico del Proyecto Totoral. Compañía de Minas Buenaventura. Informe interno.

- Gansser, 1973. Facts and Theories on the Andes. Journal of the Geological Society, London, vol 129: 93-131.
- García, G. y Franciskovic, M. 1993. Apuntes de Derecho Minero y de los Hidrocarburos. Tercera Edición. Universidad de San Martín de Porres. Lima – Perú.
- Gariépy, L e Hinostroza, J. 2003. El yacimiento tipo sulfuro masivo volcanogénico Cerro Lindo, Departamento de Ica, Perú. III Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Lima – Perú. 23 p.
- Gaysy, Parker, Jr. 1960. Geophysical geological interpretation of Tambo Grande and Guanabano iron ore denouncements near Piura. Marcona Mining Co. Mem, 5 pág.
- Geoterrex. 1995. Interpretation of Geophysical surveys conduced on the Papayo Prospect. Proyecto Totoral. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Geoterrex. 1995. Interpretation of Geophysical surveys conduced on the La Copa Prospect. Proyecto Totoral. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Geoterrex. 1997. Logistics Report for the La Copa Gravity Survey las Lomas, Northern Perú. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Gill, J. B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 390 p.
- Gill, J. W. 1977. The Takiyuak metavolcanic belt; geology, geochemistry and mineralization. Ph. D. Thesis. Carleton University. Ottawa, ON, Canada. Pages 210.
- Gilmour, P. 1976. Some transicional types of mineral deposits in volcanic and sedimentary rocks, in Wolf, K.H., ed., Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits: Elsevier, Ámsterdam, v. 1, p. 111-160.

- González, G. 1976. Bioestratigrafía del Eoceno en la región de Talara. Tesis Univ. San Agustín Arequipa, 225 p., 68 fig., 9 pl. h.t.
- Goosens, P. 1972. An exhalative volcanic iron sulfide stratabound deposit, near San Fernando, Azuay province, Ecuador. *Econ. Geology*, T 67, V 4, p. 469-480.
- Goosens, P. 1972. Metallogeny in Ecuadorian Andes. *Econ. Geology*, V 67, p. 458-468.
- Gustafson, L. and Quiroga, J. 1995. Patterns of mineralization and alteration below the porphyry copper orebody at El Salvador, Chile. *Econ Geology*, V 90, p. 2-16.
- Hannington, M., Herzig, P. and Scott, S. 1993. Auriferous hydrothermal precipitates on the modern seafloor. In: Foster R. P., ed. *Gold Metallogeny and Exploration*. Chapman & Hall, London, 432 p. pp. 249-282.
- Hekinian, R., Hoffert, M., Larqué, P., Cheminée, J., Stoffers, P. and Bideau, D. 1993. Hydrothermal Fe and Si Oxihydroxide Deposits from South Pacific Intraplate Volcanoes and East Pacific Rise Axial and Off-Axial Regions. *Economic Geology*, vol. 88, pp. 2099-2121.
- Horikoshi, E. 1969. Volcanic Activity Related to the Formation of the Kuroko-type Deposits in the Kosaka District, Japan. *Mineralium Deposita* 4, 321-345.
- Horikoshi, E. 1990. Opening of the Sea of Japan and Kuroko deposit formation. *Mineralium Deposita* 25, 140-145.
- Hueck, K. 1972. Mapa de la Vegetación de América del Sur. G. Fischer.
- Huston, D. 2000. Gold in Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Distribution, Genesis and Exploration. *SEG Reviews*. Vol. 13. p. 401-426.

- Hutchinson, R. 1973. Vulcanogenic sulphide deposits and their metalogenic significance. *Econ. Geology*, T. 68, V. 8, p. 1223-1243.
- Iddings, A. and Olsson, A. A. 1928. *Geology of Northwest Peru*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 12, 1-39.
- Ijima, A. 1974. Clay and zeolitic alteration zones surrounding Kuroko deposits in the Hokuroku District, northern Akita, as submarine hydrothermal-diagenetic alteration products: *Mining Geology Japan*, Special Issues 6, p. 267-289.
- INGEMMET. 1995. *Geología del Perú*. Boletín 55, Serie A: Carta Geológica Nacional. pp 177.
- INGEOMINAS, 1997. Colombia. Potencial Geológico – Minero, Escenario 97. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química. Colombia. pp. 72.
- Injoque, J. 1978. Estudio de la Génesis del yacimiento de Tambo Grande y la determinación de las sustancias de interés económico. Tesis de Ingeniero. Universidad Nacional de Ingeniería. Lima – Perú.
- Injoque, J. 2001. Comunicación Personal. II Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Lima – Perú.
- Injoque, J., Miranda, C. y Dunin-Borkowski, E. 1979. Estudio de la génesis del yacimiento Tambo Grande y sus implicancias. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 64: 73-99.
- Injoque, J., Ríos, A., Martínez, J., Serrano, M., Torres, J. y Vargas, Ch. 2000. Geología de los Volcánicos del Cretáceo Medio, Cuenca Lancones, Tambo Grande – Las Lomas, Piura. X Congreso Peruano de Geología. Resúmenes, 231.
- Injoque, J., Ríos, A., Serrano, M., Torres, J. y Vargas Ch. 1999. Informe anual 1998 – Proyecto Totoral. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.

- Injoque, J., Ríos, A., Torres, J. y Vargas, Ch. 2000. Palma, yacimiento de tipo VMS distal formado en un ambiente sedimentario intravolcánico del Grupo Casma, Cretáceo Medio, Cuenca Huarmey, Lima. X Congreso Peruano de Geología. Resúmenes, 232.
- Injoque, J., Ríos, A., Vargas, Ch. y Torres, J. 1998. Geología del prospecto Potrobayo y sus posibilidades – informe interno (Editado). Compañía de Minas Buenaventura.
- Irvine, T. and Baragar. W. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8; 5, Pages 523-548.
- Jaillard, E., Bengston, P., Dhondt, A., Laubacher, G., Bulot, L.G. and Robert, E. 1996b. Stratigraphy of the Western “Celica Basin”(SW Ecuador). 3<sup>rd</sup> Intern. Andean Geodyn.- ISAG, Saint-Malo, 399-402, Orstom ed., Paris.
- Jaillard, E., Bengston, P., Dhondt, A., Laubacher, G., Bulot, L.G. and Robert, E. 1997. Revisión estratigráfica del Cretáceo superior del noroeste peruano, datos preliminares, consecuencias tectónicas. Resúmenes extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, pp. 327-330.
- Jaillard, E., Bengston, P., Dhondt, A., Laubacher, G., Bulot, L.G. and Robert, E. 1998. Stratigraphy and evolution of the forearc “Celica Basin”, SW Ecuador. Journal of South American Earth Sciences.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. and Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. Journal of the Geological Society, London, vol. 147, 1990, pp. 1009-1022.
- Jain, V. E. 1980. Geotectónica General (Parte I). Editorial Mir. Moscú. pp. 357.

- Jensen, L., Leroy, M. and Bateman, A. 1981. Economic mineral deposits. New York: Wiley. 3<sup>rd</sup> ed. rev. print, 593 p.
- Jensen, L. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper. 66.
- Kensington, G. 1998. Technical Report-BISA-Cerro Colorado-Las Lomas Data Interpretation. Informe interno. North Compañía Minera.
- Kesler et al. 1981. Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic. *Econ. Geol.*, 87, pp. 931-952.
- Klau, W. and Large, D. 1980. Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits, a discussion of their classification and metallogenesis. *Geol. Jahrb.*, D 40, 13-58.
- Klein, J. 1998. Interpretation report on Reconnaissance Airborne Magnetic and Radiometric Data covering the Totoral Area, Northern Peru. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Klein, J. 1998. Report on Gravity Terrain Corrections and Sirotem Soundings and Magnetic Surveys on the Cerro Colorado-Papayo, La Copa-Higuerón and Potrobayo in Northern Peru. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Klein, J. 1998. Review Report Gravity and Magnetic Surveys on the Cerro Colorado-Papayo, La Copa-Higuerón and Potrobayo in Northern Peru. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Klein, J. 1999. Brief interpretive report on Gravity and Time Domain EM sounding data Totoral Project, Northern Peru Somate TT-2 Grid. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.

- Kobe, H. 1960. Tambo Grande iron ore petrographic study. Cerro de Pasco Corp. Internalmen, 2 pág.
- L & L Editores SRL. 2000. Manhattan descubre un cuarto yacimiento y logra colaboración de un pueblo ansioso de empleo. Minas y Petróleo (Lima-Perú) N 188: 8-11.
- L & L Editores SRL. 2000. Potencial geológico y minero del Perú continúa asombrando al mundo. Minas y Petróleo (Lima-Perú) N 195: 4-5.
- Larson, J. 2004. Memorandum Interno, [John.E.Larson@BHPBilliton.com](mailto:John.E.Larson@BHPBilliton.com). BHPBilliton – Chile.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W. 1976. A new approach to the classification of igneous rocks using the basalt-andesite-dacite-rhyolite suite as an example. Springer International. Heidelberg-New York, International. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 56; 2, Pages 191-203.
- Le Maitre, R. W. 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. Springer International. Heidelberg-New York, International. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 56; 2, Pages 181-189.
- Le Maitre, R. W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. Clarendon Press. Oxford, United Kingdom. *Journal of Petrology*. 17; 4, Pages 589-637.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A. R. and

Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford, United Kingdom. Pages: 193.

- Leca, Xavier. 1985. La découverte des amas sulfurés canchés de Neves-Corvo (Sud du Portugal). Essai de méthodologie. Chron. Rech. Min., n° 479, p 51-62.
- Leistel, J., Bonijoly, D., Braux, C., Freyssinet, Ph., Kosakevitch, A., Leca, X., Lescuyer, J., Marcoux, E., Milési, J., Piantone, P., Sobol, F., Tegye, M., Thiéblemont, D. and Viallefond, L. 1994. The Massive Sulphide Deposits of South Iberian Pyrite Province: Geological Setting and Exploration Criteria. Documents de BRGM 234, p. 236.
- Lentz, D. 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics. Ore Geology Reviews 12. 289-327.
- Lickus, R. 1965. Geology and geochemistry of the ore deposits at the Vauze mine, Noranda district, Quebec: Unpublished Ph. D. thesis, McGill University.
- Litherland, M. Aspden, J. A. and Jemielita, R. A. 1994. The Metamorphic belt of Ecuador. Overseas Memory of the British Geological Survey, N 11.
- Llosa, F. T. 1979. Geología y mineralización del prospecto Tambo Grande: Piura, INGEMMET – Perú, reporte interno, 24 p.
- López, J. y Cebriá J. 1990. Geoquímica de los Procesos Magmáticos. Editorial Rueda S. L. Madrid. 168 p.
- Lydon, J. 1984. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. Part 1: Descriptive Model. Geoscience Canada Reprint Series 3. 145-153.
- Lydon, J. 1988. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits. Part 2: Genetic Model. Geoscience Canada Reprint Series 3. 155-181.

- Macedo, O. 1994. Levantamiento Gravimétrico de detalle del Proyecto Totoral. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Macharé, J., Sebrier, M., Huaman, D. y Mercier, J. 1986. Tectónica Cenozoica de Margen Continental Peruana. Sociedad Geológica del Perú. Vol. 76, págs. 45-47.
- Malahoff, A., Embley, R. W., Cronan, D. S. and Skirrow, R. 1983. The geological setting and chemistry of hidrothermal sulphides and associated deposits from the Galapagos Rift at 86°W. Mar. Min., 4, 123-137.
- Manhattan Minerals Corp. 1999. Informe resumen de la exploración – Fase 1. Proyecto Tambo Grande. Departamento de Piura, Perú. Informe interno.
- Manrique, M. 1996. Geoquímica piloto de Tambo Grande. Informe interno. Buenaventura Ingenieros – North Compañía Minera.
- Marignac, C. 1992. Systemes Hydrothermaux de Subsurface. Cours Nancy, INPL, Ec. Mines, Nancy, 16 pp.
- Martin, Ph. 1999. Comunicación personal. Proyecto Totoral. Piura – Perú.
- Martínez, J.C. 1995. Análisis de los estudios geofísicos P.I. y E.M. complementado con aspectos geológicos de los prospectos Papayo y la Copa. Proyecto Totoral. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Martínez, J.C. 1997. Informe anual de las actividades del Proyecto Totoral año 1996. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Martínez, J.C. 1998. Informe anual de las actividades del Proyecto Totoral correspondiente al año 1997. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Martínez, J.C. y Serrano, M. 1997. Informe del proyecto Totoral. – informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.

- Martínez, J.C. y Serrano, M. 1996. Informe de las actividades del Proyecto Totoral, correspondiente a 1995. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Martínez, J.C.; Villena, L.; Inca, P.; Rodríguez, O. y Farfán, C. 1995. Informe Geológico de las actividades realizadas en el año 1994. Proyecto Totoral. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Mathur, R. 2001. Datación de Re-Os. Informe Interno de BHPBilliton. [rmathur@geo.arizona.edu](mailto:rmathur@geo.arizona.edu) .Universidad de Arizona. EE. UU.
- Mc. Phie, J., Doyle, M. and Allen R 1993. Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, pp. 196.
- Megard, F., Lebrat, M., Laj, C., Mourier, T. et Noblet, C. 1987. L'occident Equatorien: un terrain océanique pacifique accolé an continent sud-américain. Bull. Inst. Franc. De Etud. And. N 1 – 2 : 39-54.
- Meschede, M. and Frich, W. 1998. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics Elsevier 296. 269-291.
- Minera Toachi S. A. 1977. Informe técnico final de la prospección de minerales metálicos en el área del río Toachi. Compañía de Minas Buenaventura. Informe interno. pp 30.
- Minera Toachi S. A. 1981. Prefeasibility-Study of the Cu-Zn-Au-Ag-Mine “La Plata”. Compañía de Minas Buenaventura. Informe interno. pp 27.
- Miranda, M. 2000. Comunicación personal, [mmiranda@buenaventura.com.pe](mailto:mmiranda@buenaventura.com.pe) Compañía de Minas Buenaventura. Lima – Perú.

- Mirão, J., Barriga, F., Noiva, P. and Ferreira, A. 1997. Chemical Sediments in the Neves Corvo Mine: JC Unit. Abstracts with Program SEG Neves Corvo Field Conference 1997, p 111 (extended abs).
- Misra, K. 2000. Understanding Mineral Deposits. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. pp 845.
- Miyashiro, A. 1972. Metamorphism and related magmatism in plates tectonics. Am. J.Sci. vol. 272, pp. 629-656.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: American Journal Science, v. 274-6, p. 321-355.
- Moody, T., Hawkes, N., Ramos, D., Loarder, S. Panéz, R., Abbolt, C., Carbonell, J. y Sillitoe, R. 2003. Los yacimientos de óxidos de hierro-cobre en Marcona, Perú. III Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Lima-Perú.
- Morche, W. 1997. Resultados de Trabajo de Campo. Proyecto Totoral, cuenca Lancones, Piura. Informe interno. North Compañía Minera.
- Morris, R.C. and Aleman, A. 1975. Sedimentation and tectonics of the middle Cretaceous Copa Sombrero Formation in northwest Peru. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 48: 49-64.
- Mourier, T. 1988. La transition entre Andes marginales et Andes cordillérraines a ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou – Sud Equateur). Tesis Doctoral, Université Paris XI, 275 p.

- Mourier, T., Laj, C., Megard, F., Roperch, P., Mitouard, P. y Farfán, C. 1988. An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 88, 1988, pp. 182-192.
- Müller, D., Kaminski, K., Uhlig, S., Graupner, T., Herzig, P.M. and Hunt, S. 2002. The transition from porphyry – to epithermal – style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study. *Mineralium Deposita* (2002) 37: 61-74.
- 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.
- Myers J. S. 1980. Geología de los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa. *Bol. INGEMMET*, 33, 145 p.
- Nakamura, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- Ohmoto, H. and Takahashi, T. 1983. Geologic setting of the Kuroko deposits, Japan: Pt. III, Submarine calderas and Kuroko genesis. *Economic Geology Mon.* 5 : 39-54.
- Olsson, A.A. 1934. Contributions to the Paleontology of Northern Peru. The Cretaceous of the Amotape region. *Bull. Amer. Paleont.*, 20, 104 p., New York.
- Olsson, A.A. 1944. Contributions to the Paleontology of Northern Peru. Part VII: The Cretaceous of the Paita region. *Bull. Amer. Paleont.*, 28, 113 p., New York.
- Ostermann, G., Cardozo, M. y Wauschkuhn, A. 1983. Descripción y correlación de los Depósitos volcano-sedimentarios del Cretácico inferior en la región Lima-Cañete. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 70: 35-45.

- Oudin, E., Thisse, Y. and Ramboz, C. 1984. Fluid inclusion and mineralogical evidence for high temperature saline hydrothermal circulation in the Red Sea metalliferous sediments: Preliminary results. *Marine Mining* 5, 3-31.
- Padilla, R. and Mahanta, A. 2001. Falcon survey report: Lancones Basin, Department of Piura, Peru. BHP Company report.
- Padilla, R. 2003. Geología del yacimiento pórfido cuprífero Escondida, Región de Antofagasta, Chile. Tercer Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Lima – Perú.
- Padilla, R. 2004. Memorandum Interno, [rpadilla@anglogold.com.pe](mailto:rpadilla@anglogold.com.pe). Anglo Gold – Perú.
- Palacios, O. 1994. Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Qda. Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla. *Bol. Inst. Geol. Min. Met.* N 54, serie A.
- Palero, F. 1999. La Faja Pirítica Ibérica, Geología y Metalogenia. *Bocamina* N 4: 12-26.
- Pearce, J., Harris, N. and Tindle, A. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.
- Pearson, P. 1997. Report from a 2 week field reconnaissance for North Cía Minera, Ore-forming Solutions. Totoral Project, Piura – Perú. Informe interno. North Compañía Minera.
- Petersen, E. 1984. Guías para exploración de yacimientos de sulfuros masivos en terrenos metamórficos. *Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Jubilar LX Aniversario 7: 1-10.

- Petersen, G. 1949. Condiciones geográficas y geológicas de la Cuenca del río Zarumilla. Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar. Fasc. 7, 1-40.
- Pirjano, F. 1992. Hydrothermal Mineral Deposits, Concepts for the Exploration Geologist. Springer-verlag. New York. 709 p.
- Pitcher, W. S. 1978. The Anatomy of a Batolith. Journal Geological Society, London, vol. 135, part 2, pp. 157-182.
- Pottorf, R. J. and Barnes, H. L. 1983. Mineralogy, geochemistry, and ore genesis of hydrothermal sediments from Atlantis II Deep, Red Sea. Econ. Geol. Mon. 5, 198-223.
- Pouit, G. 1987. L'amas sulfuré à Cu (Zn) de Tambo Grande dans le Crétacé du Nord Pérou: historique de la recherche. Chronique de la recherche minière. N 489: 43-49.
- Pulgar, J. 1981. Geografía del Perú. Las ocho regiones naturales del Perú. Editorial Universo. pp 313.
- Quesada, C. 1996. Estructura del sector Español de la Faja Pirítica: implicaciones para la exploración de yacimientos. Boletín Geológico y Minero. Vol. 107-3 y 4. 265-278.
- Quesada, C. 1998. A reappraisal of the structure of the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. Mineralium Deposita 33: 31-44.
- Ramboz, C., Oudin, E. and Thiese, Y. 1988. Geyser-type discharge in the Atlantis II Deep, Red Sea: Evidence from of boilding from fluid inclusions in epigenetic anhydrite. Can. Mineral. 26, 765-786.

- Reyes, L. y Caldas, J. 1987. Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamaba, Olmos y Pomahuaca. Boletín N 39. INGEMMET.
- Reyes, L. y Vergara, J. 1987. Evaluación geológica y potencial petrolífero de la Cuenca Lancones. Informe inédito Petroperú, 57 pp.
- Richard, M. y Vargas, Ch. 2000. Comunicación personal. [chrisvar8@hotmail.com](mailto:chrisvar8@hotmail.com). Hotel California – Barranco, Lima – Perú.
- Ringwood, A. E. 1974. The petrological evolution of island arc systems. J. Geol. Soc. London, vol. 130, pp. 183-204.
- Ringwood, A. E. 1977. Petrogenesis in island arc systems. In: “Island Arcs Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins”, M. Talwani and W.C. Pitman, III edit., Maurice Ewing, serie I, Amer. Geophys. Union, pp. 311-324.
- Ríos, A., Vargas, Ch., y Torres, J. 1998. Geología del Prospecto Potrobayo y sus posibilidades. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Rivera, N. 1997. Tectónica de la placa Nazca, magmatismo y épocas metalogénicas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 86: 1-10.
- Rivera, R., Petersen, G. And Rivera, M. 1975. Estratigrafía de la costa de Lima. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 48: 159-186.
- Robert, E., Bulot, L. G., Dhondt, A., Jaillard, E., Villagómez, R., Rivadeneira, M. y Paz, M. 1997. La Transgresión del Cretáceo inferior en el margen Andino (Perú y Ecuador): Datos preliminares. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 88: 73-86.
- Roberts, R. and Reardon, E. 1978. Alteration and ore forming processes at Mattagami Lake Mine, Quebec: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1-21.

- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Geochemistry Series. London: Longman XXVI, 352 p.
- Rosenzweig, A. 1952. Reconocimiento del yacimiento de fierro de Tambo Grande. Min. de Fom. y Ob. Pub., Ins. Nac. de Inv. y Fom. Min., Informe, Lima, 9 pág.
- Ross, M. and Scotese, C. 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics, Elsevier, 155. 139-168.
- Rui, I. 1973. Geology and structure of the Rostvangen sulphide deposit in the Kvikne district, central Norwegian Caledonides: Norske Geologisk Tidsskrift, v. 53, p. 433-442.
- Rutti, M. 2003. Geología del yacimiento El Tapado, distrito minero de Yanacocha, Cajamarca – Perú. Tercer Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Lima – Perú.
- Sáez, J. 1998. Estudio al microscopio de dos muestras (secciones pulidas) de taladros de perforación del proyecto Totoral. Compañía de Minas Buenaventura. Informe interno.
- Sáez, R., Almodóvar y Pascual, E. 1996. Geological constraints on massive sulphide genesis in the Iberian Pyrite Belt. Ore Geology Reviews 11: 429-451.
- Samamé, M. 1972. Minería Peruana (2 tomos): El Perú Minero (14 tomos), 1984.
- Sánchez, A. 1996. La Faja Pirítica Española, Metalogenia, exploración, explotación, aprovechamiento de sus minerales.
- Sánchez, A., Rodríguez, W., Valdivia, C. y Jiménez, W. 1983. Prospección geológica, minera y geofísica del área de Reserva Potrobayo (Cerro Algodonal – Cerro La Mina). INGEMMET.

- Sangster, D. 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review: Geological Survey of Canada, Paper 72-22, 44 p.
- Sangster, D. and Scott, S. 1976. Precambrian, strata-bound, massive Cu-Zn-Pb sulphide ore of North America: in Wolf, K.H., ed., Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits: Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, v. 6, p. 130-221.
- Sarkison, H. 1967. Chemical studies of the host rocks of the Lake Dufault mine, Quebec: Unpublished Ph. D. thesis, McGill University.
- Sawkins, F. 1976. Massive sulphide deposits in relation to geotectonics, in Strong, D.F., ed., Metallogeny and Plate Tectonics: Geological Association of Canada, Special Paper 14, p. 221-240.
- Schroeder, R. 1969. La distribución climática del Perú. En: Atlas Histórico-geográfico y de paisajes peruanos. INP, Lima.
- Scotese, C. 2001. Atlas of Earth History, volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp.
- Séranne, M. 1987. Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). Bull. Inst. Fr. Etudes And., 16, 103-125, Lima-Paris.
- Shanks, W.C. III and Bischoff, J. L. 1977. Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal systems: A geochemical model. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 1507-1519.
- Shanks, W.C. III and Bischoff, J. L. 1980. Geochemistry, sulfur isotope composition, and accumulation rates of the Red Sea geothermal deposits. Econ. Geol. 75, 445-459.

- Shirozo, H. 1974. Clay minerals in altered wall rocks of the Kuroko-type deposits: Society of Mining Geologist Japan, Special Issue 6, p. 303-311.
- Siegel, F. 1992. Geoquímica Aplicada. The George Washington University. pp. 171.
- Silgado, E. 1955. Levantamiento magnético de Tambo Grande. Min. de Fom. y Ob. Pub., Informe, 13 pág.
- Sillitoe, R. 1973. Environments of formation of volcanogenic massive sulfide deposits: Economic Geology, v. 68, p, 1321-1325.
- Soler, P., Grandin, G. y Fornari, M. 1986. Essai de synthèse sur la métallogénie du Pérou.- Géodynamique N 1 (1): p. 33-68.
- Solomon, M. 1976. Volcanic massive sulphide deposits and their host rocks, a review and explanation. In Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, K. H. Wolf (ed.), 6, 21-50. Amsterdam: Elsevier.
- Soto, G. 1996. Informe de Perforación Diamantina 1ra. Etapa. Proyecto Rinconada – Pacazo. Informe interno. Compañía Minera Corianta S.A.
- Soto, G. y Ramos, G. 1996. Informe de exploración 1995. Proyecto Rinconada – Piura. Informe interno. Compañía Minera Corianta S.A.
- Speiss, F. N. 1980. East Pacific Rise: hot springs and geophysical measurements, Science, 297, 1421-1432.
- Spitz, G. and Darling, R. 1973. Pétrographie de roches encaissantes du gisement cuprifère de Louvem : Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 760-777.
- Spitz, G. and Darling, R. 1975. The Petrochemistry of Altered Volcanic Rocks surrounding the Louvem Deposit: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1820-1849.

- Steinmüller, K. 1987. Beiträge zur Metallogeneese der Baryt-Sulfid-Lagerstätten in der östlichen Casma-Gruppe Zentralperus. Ph. D. thesis, Universität Heidelberg, Germany.
- Steinmüller, K., Chacón, N. y Grant, B. 1999. Volcanogenic Massive Sulphide Deposits in Peru. MDD – VMS Deposits of Latin America. pp 17.
- Sun, S. and McDonough, W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition an processes. In Magmatism in the Ocean Basin. Edited by A.D. Saunders and M.J. Norry. Geological Society of London, Special Publication, 42, p. 313-345.
- Taylor, R. 1992. Ore Textures Recognition and Interpretation, 1, Infill Textures. pp. 24.
- Taylor, R. 1992. Ore Textures Recognition and Interpretation, 2, Alteration Textures. pp. 58.
- Tegart, P. 2000. Tambo Grande District, Piura Department, Northern Peru. Manhattan Minerals Corporation. X Congreso Peruano de Geología.
- Tegart, P. and Franklin, J. 2001. The Tambo Grande Project a Newly Emergign, World-Class Volcanogenic Massive Sulphide District. II Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores. Lima – Perú. Pag. 2.
- Tegart, P.; Allen, G. y Carstensen, A. 2000. Regional setting, Stratigraphy, Alteration and Mineralization of the Tambo Grande VMS District, Piura Department, Northern Peru. Inédito.
- Texto único ordenado de la Ley General de Minería. Decreto Supremo No. 014-92-EM (Junio – 1992).

- Torres, A. 1994. Reconocimiento Geológico preliminar de complementación, al norte de Tambo Grande. Informe interno. Buenaventura Ingenieros.
- Torres, J. 2000. Comunicación personal, [nieto31@hotmail.com](mailto:nieto31@hotmail.com). Compañía de Minas Buenaventura. Lima – Perú.
- Urabe, T., Scott, D., and Hattori, K. 1983. A comparison of footwall-rock alteration and geothermal systems beneath some Japanese and Canadian volcanogenic massive sulphide deposits, in Ohmoto, H. and Skinner, B., eds., The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: Economic Geology, Monograph 5, p. 345-364.
- Val D'or Sagax. 1995. Report on Geophysical Survey at Proyecto Rinconada, Prospecto Pacazo. Informe interno. Compañía Minera Corianta S.A.
- Val D'or Sagax. 1997. Sirotem (TDEM) Survey Report, Compañía Minera Corianta S.A. Rinconada Project Piura Department Peru.
- Val D'or Sagax. 1998. Logistics Report Gravity Survey and Real Time GPS Survey, Totoral Project, Piura. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Val D'or Sagax. 1998. Logistics Report on Transient Electromagnetic and Real Time DGPS Surveys at the Totoral Project, Piura. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Valdivia, J. y Torres A. 1995. Evolución estratigráfica-estructural en relación con la ocurrencia de mineralización vulcanogénica en la cuenca Lancones-Piura. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar A. Benavides, pp. 327-335.
- Vargas, Ch. 2000. Comunicación personal. X Congreso Peruano de Geología, [chisvar8@hotmail.com](mailto:chisvar8@hotmail.com). Lima – Perú.

- Vargas, Ch. 2002. Poster “Evolución de la cuenca Lancones”. XI Congreso Peruano de Geología. Las ciencias geológicas al servicio del desarrollo sostenible. Lima-Perú.
- Vargas, Ch. y Rodríguez, I. 2000. Comunicación personal, [chrisvar8@hotmail.com](mailto:chrisvar8@hotmail.com). Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Lima – Perú.
- Venturo, P. 1909. Los yacimientos de fierro de Tambo Grande. Bol. del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú. N 8, pp 9-36.
- Vidal, C. 1980. Mineral deposits associated with the Peruvian Coastal Batholith and its volcanic country rocks. Ph. D. Thesis, University of Liverpool, U.K.
- Vidal, C. 1987. Kuroko-Type Deposits in the Middle Cretaceous Marginal Basin of Central Peru. *Economic Geology*, vol. 82, N 6, 1409-1430.
- Vilca, C., Rodríguez, W. y Gamarra, C. 1985. Prospección geológica, minera y geofísica del área de Totoral – Piura. INGEMMET.
- Waldrop, M. M. 1980 a. Ocean hot springs stir scientific excitement, *Chem. Eng.*, New, March 10, 30-33.
- Waldrop, M. M. 1980 b. Hot springs and marine chemistry, *Mosaic*, 11, 8-14.
- Walford, D. and Franklin, J. 1982. The Anderson Lake Mine, Snow Lake, Manitoba, in Hutchinson, R., Spence, C. and Franklin, J., eds., *Precambrian Sulphide Deposits: Geological Association of Canada, Special Paper 25*, p. 481-523.
- Wauschkuhn, A., Ohnsmann, M. and Pernicka, E. 1986. Geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Central Peru and their plate tectonic position. *Berliner Geowissenschaftlich Abhandlungen, A Sonderband: 29*: 31.
- Weiss, L. 1955. Planktonic index foraminifera of northwestern Peru. *Micropaleontology*, 1, 301-319.

- Wilson, J. 1963. Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Peru. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., vol. 47, 1963, pp. 1-34.
- Wilson, J. inédito. Geología de los Cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo y Chepén (INGEMMET).
- Wood, D. A., Joron, J. L. and Treuil, M. 1979. A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings: Earth and Planetary Science Letters, 45, p. 326-336.
- Woolham, R. W. 1995. Report on Transient Electromagnetic and Induced Polarization Surveys in La Copa and Papayo Projects. Informe interno. Compañía de Minas Buenaventura.
- Wunder, M. 1999. Totoral Project, volcanogenic massive sulfide review Northern Peru. Compañía de Minas Buenaventura. Property Field Examination. Informe interno.
- Zierenberg, R. A. and Shanks, W. C. III. 1983. Mineralogy and geochemistry of epigenetic features in metaliferous sediment, Atlantis II Deep, Red Sea. Econ. Geol. 78. 57-72.
- Zierenberg, R. A. and Shanks, W. C. III. 1988. Isotopic studies of epigenetic features in metalliferous sediment, Atlantis II Deep, Red Sea. Can. Mineral. 26, 737-753.
- Zonenshayn, L, Savostin, L and Sedov A. 1984. Global Paleogeodynamic Reconstructions for the Last 160 Million Years. Geotectonics. Vol 18. N° 3. 181-195.

## AGRADECIMIENTOS

Es, para el autor, un grato deber expresar su agradecimiento a la Compañía de Minas Buenaventura S.A.A. en las personas de Don Alberto Benavides De La Quintana, Roque Benavides Ganoza, Raúl Benavides Ganoza, César Vidal Cobián, José Vizquerra Bellido, José Valdivia Chávez, Carlos León Ojeda, Julio Reyno Nolberto, Alejandro Hermoza Maraví, Mario Rosas Rivadeneyra, Jorge Casaverde Mercado, Oscar Zapata, Rubén Quispe, Maribel Bendezú Barboza, María del Pilar Sayán, Mónica Alzamora, Rosario Carrión e Isabel Morán Novella por su invaluable apoyo.

Así mismo, por su incondicional colaboración, agradezco a Julio Torres Nieto, Italo Rodríguez Morante, Nelson Mejía Romero, Christian Vargas Serna, Christian Breña Vásquez, Arturo Avalos Mendocilla, Gerardo Herrera García, Fidel Dávila, Jorge Fierro Rojas, Peter Tegart, James Franklin, Richard Tosdal, Laurence Winter, John Larson, José Antonio Espí, Fernando Vázquez, Antonio Arribas Moreno, Alfonso Maldonado, Benjamín Calvo, José Luis Parra, Jorge Costafreda, Josefa Riaza, Edgar Berrezueta y Jorge Injoque Espinoza (Q.E.P.D.).

Agradezco de manera especial al Dr. Rubén Padilla Garza y a su familia, por su colaboración en la culminación del presente estudio.

Así mismo, agradezco al Profesor Ricardo Castroviejo Bolibar, tutor y director de la tesis.

Un especial reconocimiento a D. José María García Jiménez y a su digna familia por su invaluable colaboración durante la última etapa del presente estudio.

Es importante a su vez reconocer la labor de entidades como la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, la Universidad Politécnica de Madrid, BHPBilliton, Buenaventura Ingenieros, Instituto Geológico Minero Metalúrgico del Perú, la Sociedad Geológica del Perú y Manhattan Mineral Corporation, por su desinteresada colaboración.

La instrumentación utilizada en la ETSI Minas de Madrid, ha sido financiada con ayuda de los proyectos GR92-0135, UE95-0007 y UE98-0027 del Ministerio de Educación y Cultura (MEC), España y proyecto FEDER de la UE (1999).

Agradezco de manera especial a mis padres Oscar Alberto Ríos Ríos y Nelly Carranza Ramírez, a mi hermano Ricardo, a mi novia Adriana Vargas Serna, quien me apoyó en los momentos más difíciles y en general a toda mi familia por el gran apoyo moral hacia mi persona.

Finalmente agradezco a Dios por darme la dicha de poder culminar con éxito mis estudios en el campo de las Ciencias de la Tierra.

## **APÉNDICES**

**INDICE**  
**(VOLUMEN II)**

APENDICES

I.- Estudios Petro-mineralógicos

II.- Estudios de PIMA

*III.-Dataciones*

TABLAS

FIGURAS

FOTOGRAFIAS

RELACION DE DIAGRAMAS

RELACION DE TABLAS

RELACION DE FIGURAS Y MAPAS

RELACION DE FOTOGRAFIAS

RELACION DE ABREVIATURAS UTILIZADAS

MAPAS

## **APÉNDICE I**

### **ESTUDIOS PETRO-MINERALÓGICOS**



## **GENERALIDADES**

En la Cuenca Lancones se han realizado múltiples estudios petro-mineralógicos por las diferentes compañías mineras que exploraron la zona. Para efectos del presente estudio se han re-examinado al microscopio las muestras accesibles de rocas y mineralizaciones. Además, se ha procedido al estudio detallado de aquellas muestras que fueron cedidas, por dichas compañías.

Se ha llevado a cabo una mejor preparación de las muestras en la Escuela de Minas de Madrid (UPM), tanto en **LTP** (lámina transparente-pulida) como en probeta de **LR** (luz reflejada) para llevar a cabo dichos estudios.

Los estudios petro-mineralógicos previos, fueron realizados bajo la supervisión de reconocidos mineralogistas peruanos como el Dr. Jorge Saez de Buenaventura Ingenieros, Pedro Gagliuffi de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos y Alberto Aranda de INGEMMET (Instituto Geológico Minero Metalúrgico del Perú).

En el presente apéndice se analizarán los principales estilos de mineralización y las alteraciones hidrotermales asociadas tanto a los depósitos de SMV como a los sistemas del tipo pórfidos.

MUESTRA: TCC-18-96 (68.15 m) (% Mena: 2 ) ESTUDIO: LTP

COMPONENTES PRINCIPALES: cuarzo, sericita, carbonatos y cloritas.

COMPONENTES ACCESORIOS: plagioclasas, arcillas, óxidos de hierro, rutilo, esfena y pirita.

TEXTURA: moldes de fragmentos líticos alterados a cuarzo, sericita y arcillas, en una matriz silicificada y sericitizada.

CLASIFICACION: hidrotermalita argilitizada, cuarzo - sericítica.

OBSERVACIONES:

El cuarzo se presenta en agregados anhedrales, se encuentra alterando con la sericita, la matriz de los fragmentos líticos.

La sericita se encuentra en agregados anhedrales, alterando intensamente la roca, tanto a moldes de fenocristales, como a la matriz de los fragmentos líticos.

La silicificación y sericitización son intensas, la argilitización y cloritización son débil y la limonitización incipiente.

La carbonatación es un evento temprano, pues se observa venillas de carbonatos dislocadas por la alteración de cuarzo y sericita.

El único mineral metálico que se observa en la muestra es la pirita, la cual se presenta diseminada y rellenando algunas fracturas.

Probablemente el protolito fue una ignimbrita, ya que se observan “*fiames*” en la muestra. La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del

**“*stockwork*” del indicio Cerro Colorado del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).**

MUESTRA: TCC-19-96 (87.5 m) (% Mena: 5 )      ESTUDIO: LTP

COMPONENTES PRINCIPALES: cuarzo, sericita, piritita y cloritita.

COMPONENTES ACCESORIOS: arcillas, óxidos de hierro, apatito, rutilo, escalerita, calcopiritita y galena.

TEXTURA: microgranular alotriomórfica de cuarzo con sericita intersticial.

CLASIFICACION: hidrotermalita de cuarzo, sericita y piritita.

OBSERVACIONES:

La sericita se presenta en agregados anhedrales, alterada con cuarzo a moldes de fenocristales y a la matriz.

La silicificación y sericitización son intensas, la argilitización débil y la limonitización incipiente.

Se han observado muchos cristales de piritita framboidal (indica un entorno de SMV). También existe una segunda generación de piritita asociada a escalerita y calcopiritita.

La calcopiritita se presenta asociada con la esfalerita y diseminada.

La esfalerita es acaramelada (pobre en Fe).

El protolito probablemente se trata de una ignimbrita (relictos de “fiames”).

La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “stockwork” del indicio Cerro Colorado del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).

**MUESTRA: TCC-19-96 (128.30 m) (% Mena: 0.5 ) ESTUDIO: LTP**

**COMPONENTES PRINCIPALES: cuarzo, plagioclasas, fragmentos líticos, sericita y cloritas.**

**COMPONENTES ACCESORIOS: arcillas, carbonatos, baritina, leucoxeno, apatito, rutilo, zircón, vidrio volcánico, pirita y calcopirita.**

**TEXTURA: porfirítica fluidal brechificada**

**CLASIFICACION: toba lítica alterada a cuarzo, sericita y clorita.**

**OBSERVACIONES:**

**Los fragmentos líticos son de composición andesítica.**

**Fragmentos de cristales de plagioclasas en la matriz fluidal alterados a cuarzo y sericita.**

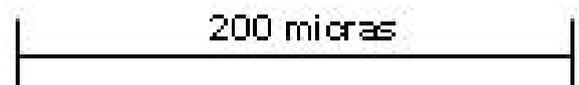
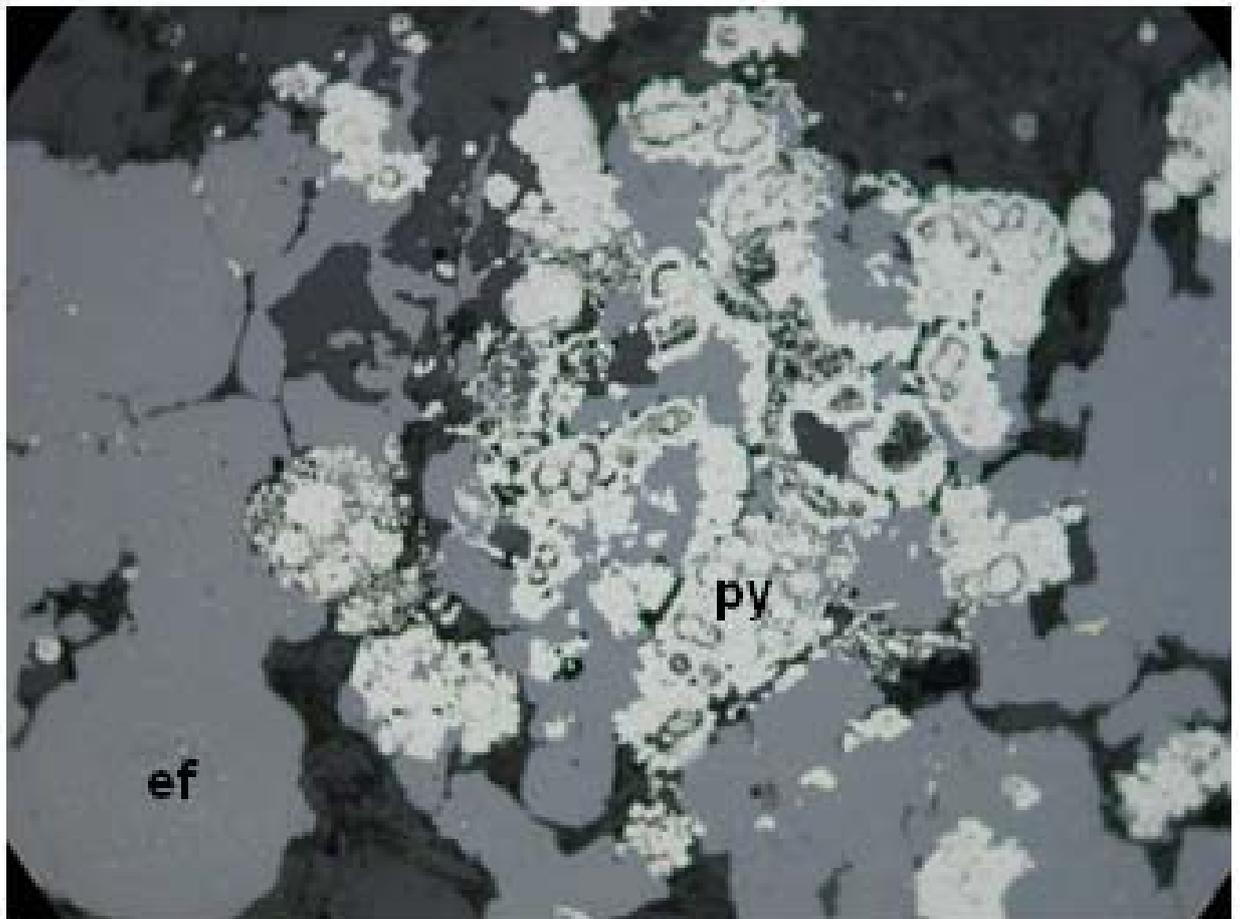
**No se observa la presencia de cuarzo primario en la muestra.**

**Las cloritas se presentan como agregados anhedrales y fibrosos, alteran la matriz de los fragmentos líticos y de la roca o se presentan como pseudomorfos de ferromagnesianos y cementan fisuras.**

**En la muestra sólo hay escasos granos de calcopirita y galena.**

**La calcopirita rellena parcialmente algunas de las escasas fracturas discontinuas de la roca.**

**La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “*stockwork*” del indicio Cerro Colorado del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).**



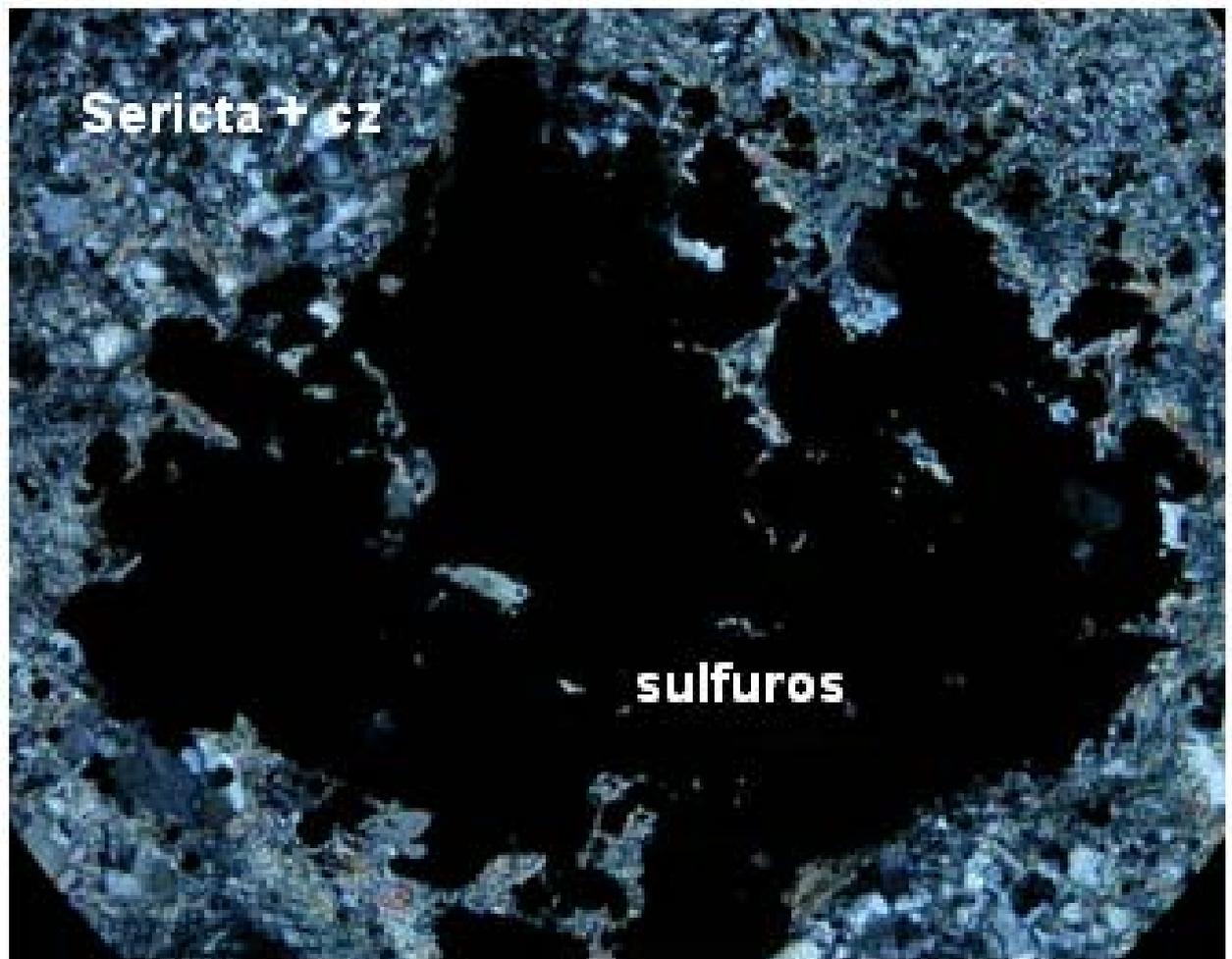
**Foto micrográfica: 1**

**Muestra: TCC-19-96 (87.5)**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 20x**

**Descripción: textura framboidal de la pirita (py), en un contexto de esfalerita (ef).**



600 micras

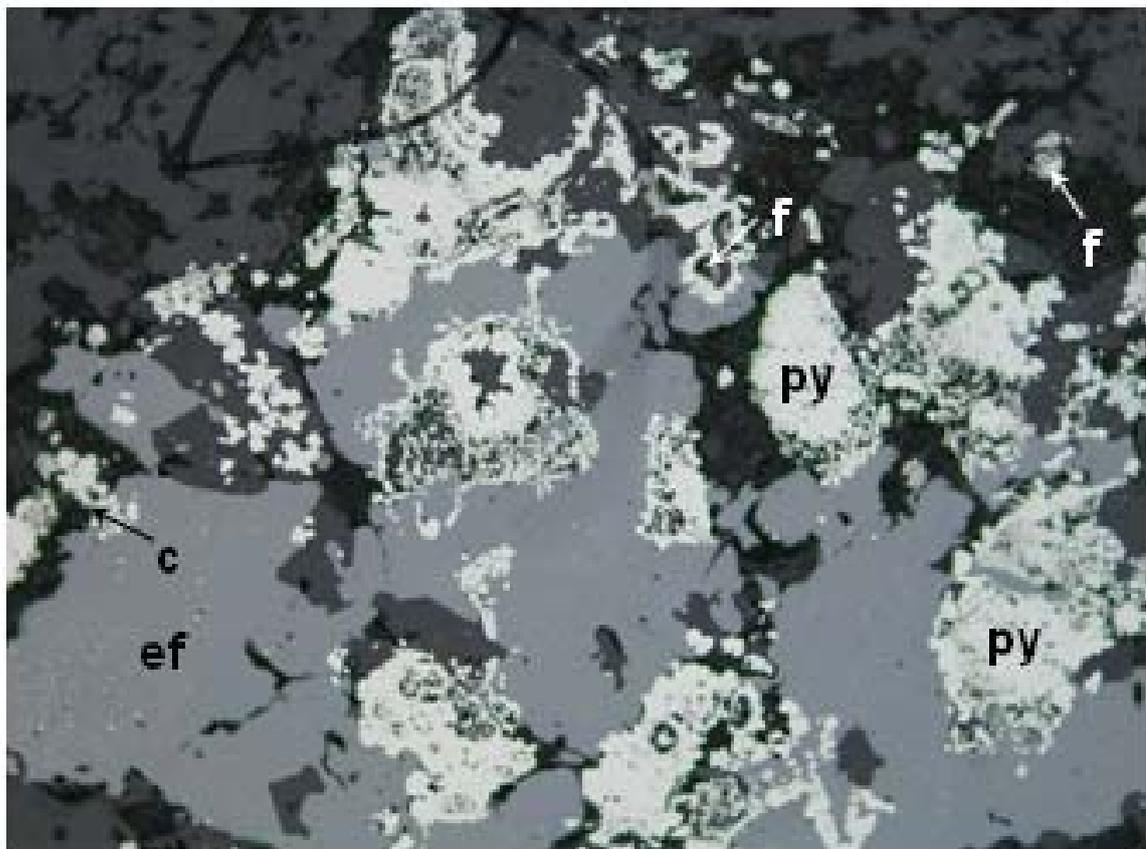
**Foto micrográfica: 2**

**Muestra: TCC-19-96 (87.5)**

**Nicoles: N+s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: agregado de sulfuros (minerales opacos), en un contexto constituido de sericita y cuarzo (cz).**



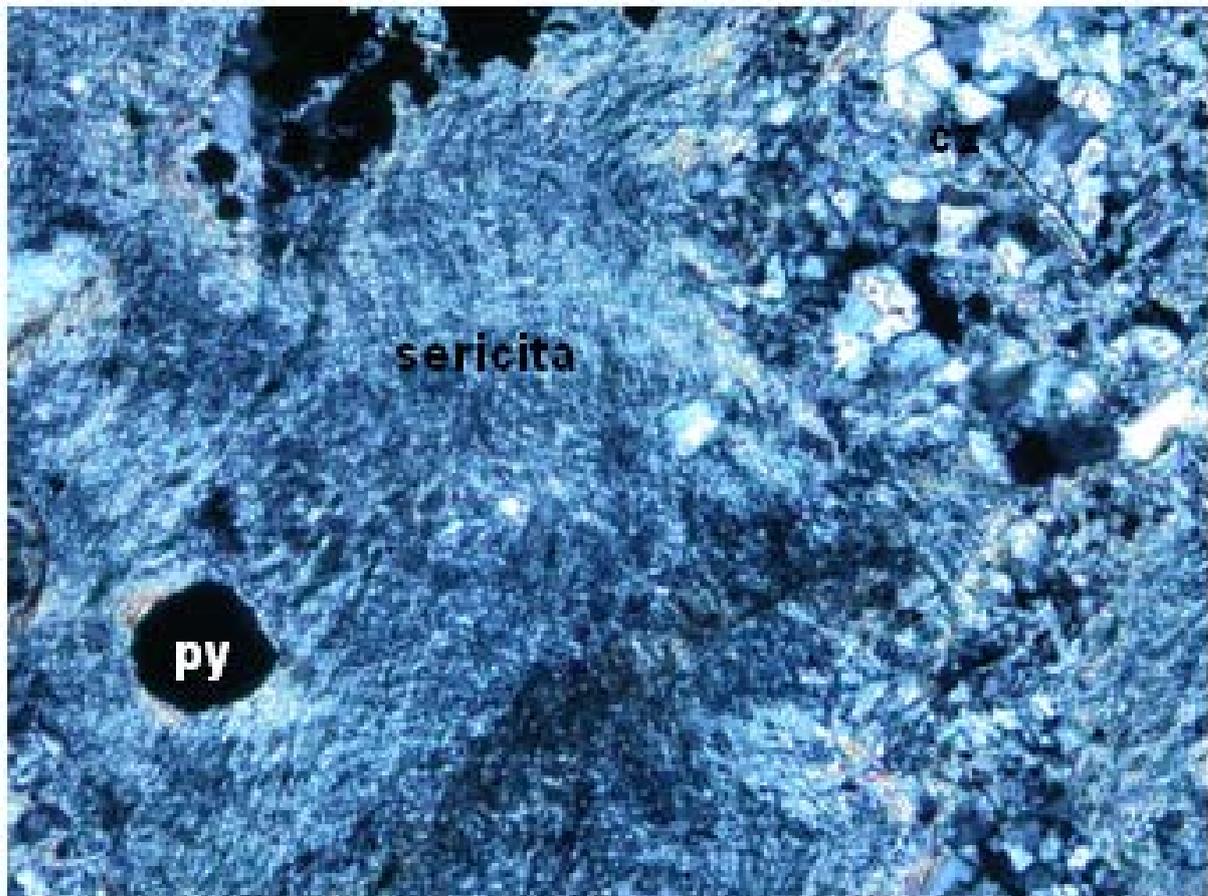
**Foto micrográfica: 3**

**Muestra: TCC-19-96 (87.5)**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: imagen anterior con luz reflejada, se distingue la presencia de pirita (py) corroída, dentro de esfalerita, aparentemente masiva. Dos generaciones de pirita: framboidal, relictos (f) y cristalina (c).**



600 micras

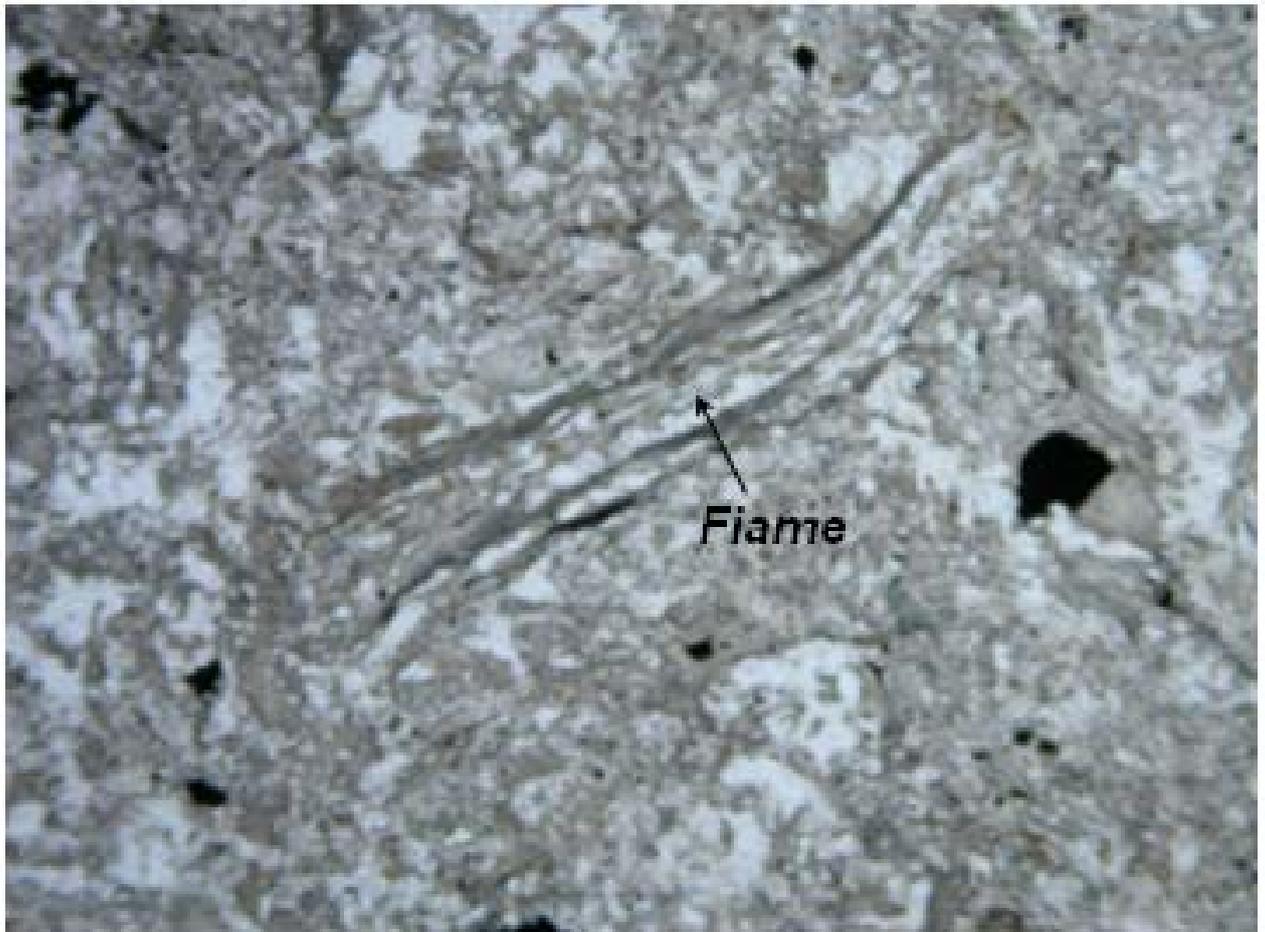
**Foto micrográfica: 4**

**Muestra: TCC-19-96 (87.5)**

**Nicoles: N//s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: intensa alteración del tipo cuarzo (cz) y sericita, la cual engloba a algunos cristales de minerales opacos, en este caso piritita (py), el cuarzo se presenta como una vena casi continua cuyos bordes se encuentran sericitizados.**



600 micras

**Foto micrográfica: 5**

**Muestra: TCC-19-96 (87.5)**

**Nicoles: N//s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: el relicto de "fiame" indicaría que el protolito se trataba de una ignimbrita.**

MUESTRA: TCC-20-96 (69.80 m) (% Mena: 0.5 ) ESTUDIO: LTP

COMPONENTES PRINCIPALES: cuarzo, fragmentos líticos, plagioclasas, cloritas y sericita.

COMPONENTES ACCESORIOS: arcillas, carbonatos, zircón, rutilo, óxidos de hierro, pirita y calcopirita.

TEXTURA: Brechada.

CLASIFICACION: Toba intensamente silicificada.

OBSERVACIONES:

Se observan fragmentos líticos de composición andesítica y fragmentos de cristales de plagioclasas en matriz fluidal de plagioclasas alteradas a cuarzo y sericita.

No se observa la presencia de cuarzo primario en la muestra.

Las arcillas se encuentran en agregados micro a criptocristalinos alterando a plagioclasas en cantidades de trazas.

Las cloritas se presentan como agregados anhedrales y fibrosos, alteran la matriz de fragmentos líticos y de la roca.

La sericita se presenta en agregados micro a criptocristalinos en intersticios del cuarzo. Altera incipientemente a fenocrsitales y moldes de plagioclasas y rellena finas y cortas venillas.

**La silificación es intensa, la sericitización, cloritización y carbonatación son débiles, la argilitización y limonitización son incipientes.**

**Algunos cristales de sulfuros diseminados, pirita y calcopirita, se presentan en agregados de granos de cuarzo y siempre asociados a ellos.**

**La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “*stockwork*” del indicio Cerro Colorado del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).**

MUESTRA: TCC-17-96 (42.50 m) (% Mena: 10 ) ESTUDIO: LR

COMPONENTES PRINCIPALES: calcopirita, pirita y ganga.

COMPONENTES ACCESORIOS: esfalerita, galena, cobres grises y hematita.

TEXTURA: relleno de fracturas.

CLASIFICACION: zona de “*stockwork*”

OBSERVACIONES:

Los minerales metálicos se presentan como una fina disseminación en la roca y especialmente como relleno de fracturas.

La relación aproximada de los minerales en fracturas y disseminados es de 40:1.

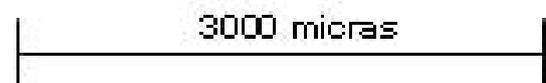
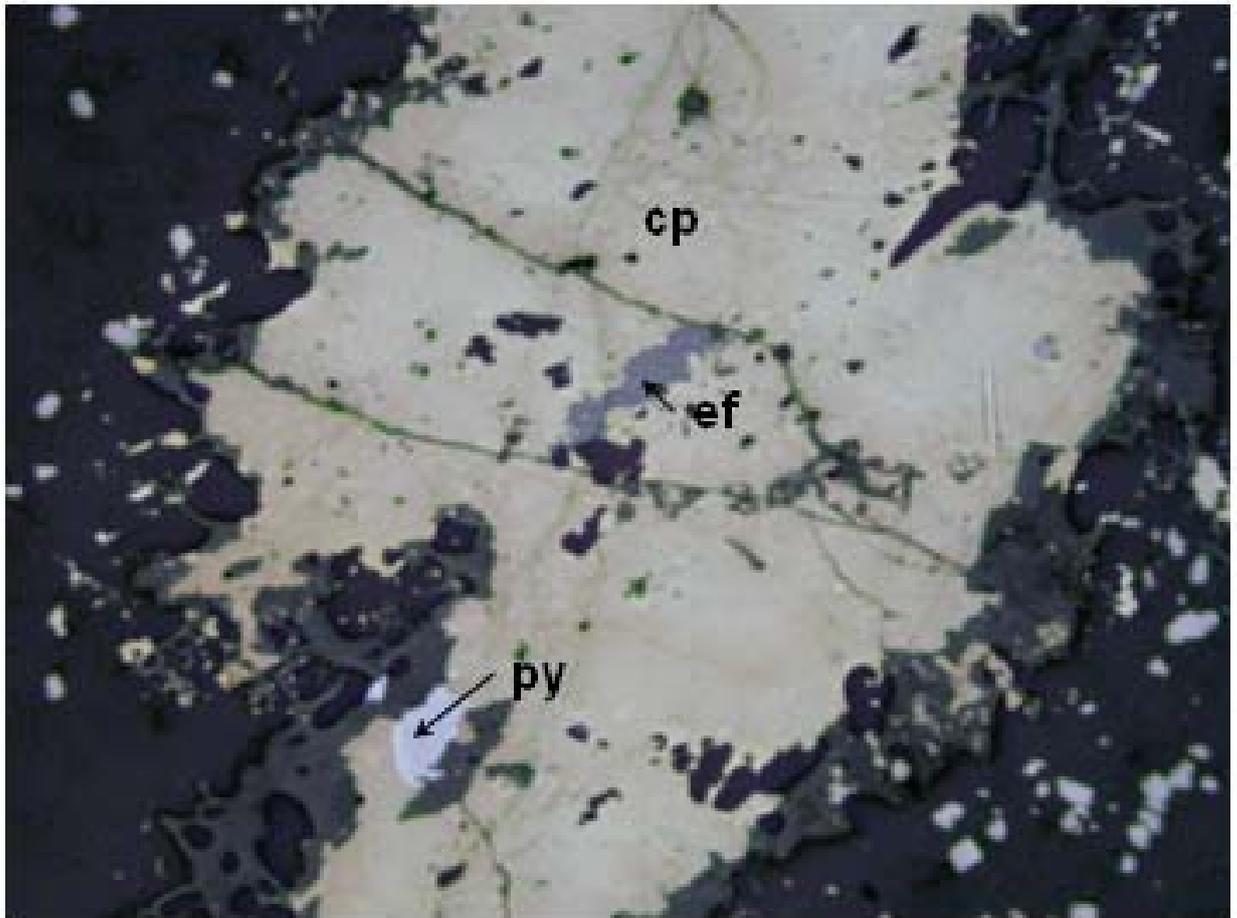
La relación entre calcopirita y pirita es de 30:1.

La calcopirita tiene inclusiones de pirita, galena, esfalerita y trazas de cobres grises disseminados

La calcopirita está asociada a todos los sulfuros presentes.

La hematina rellena microfracturas en la calcopirita.

La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “*stockwork*” del indicio Cerro Colorado del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).



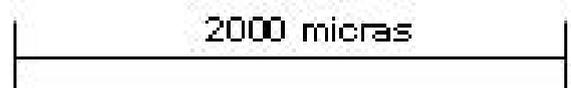
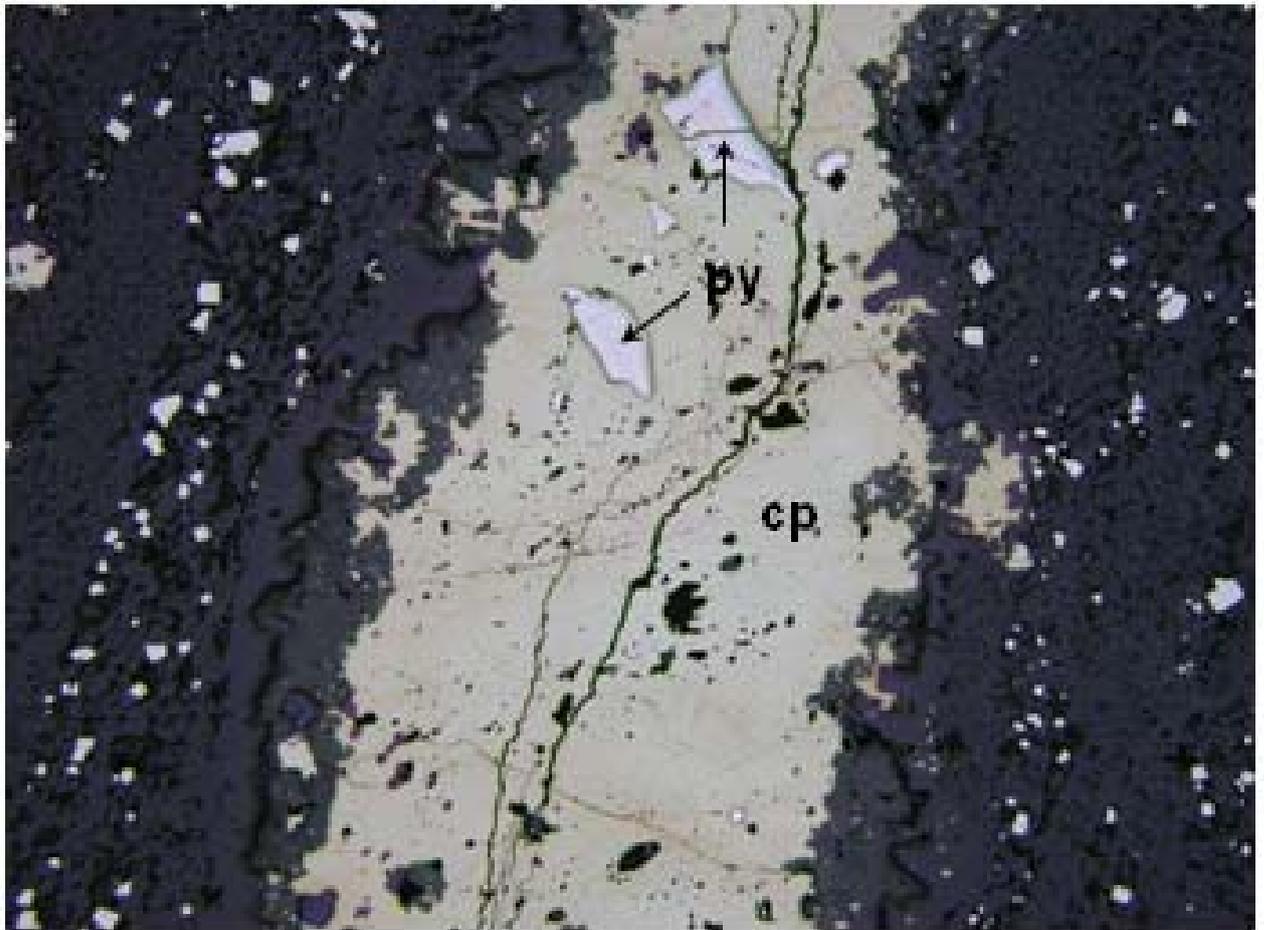
**Foto micrográfica: 6**

**Muestra: TCC-17-96 (42.50 m)**

**Nicoles: N//s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: vena de calcopirita (cp) con inclusiones de esfalerita (ef) y pirita (py). Corresponde a la zona del "stockwork" del indicio de SMV Cerro Colorado, hacia los bordes de la estructura se aprecia diseminación de pirita (py).**



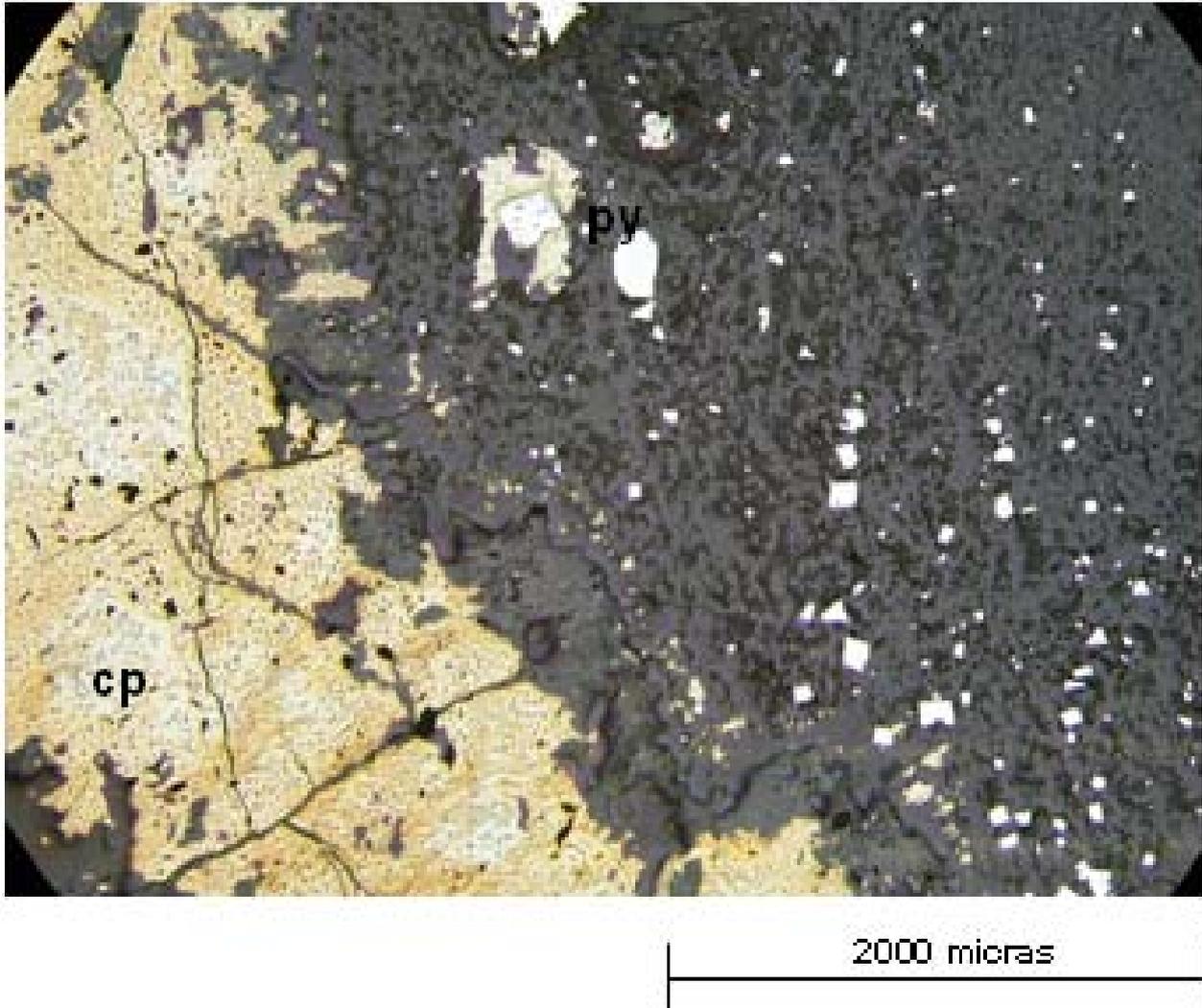
**Foto micrográfica: 7**

**Muestra: TCC-17-96 (42.50 m)**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: vena de calcopirita (cp) con inclusiones de pirita (py) y diseminación de pirita hacia los bordes.**



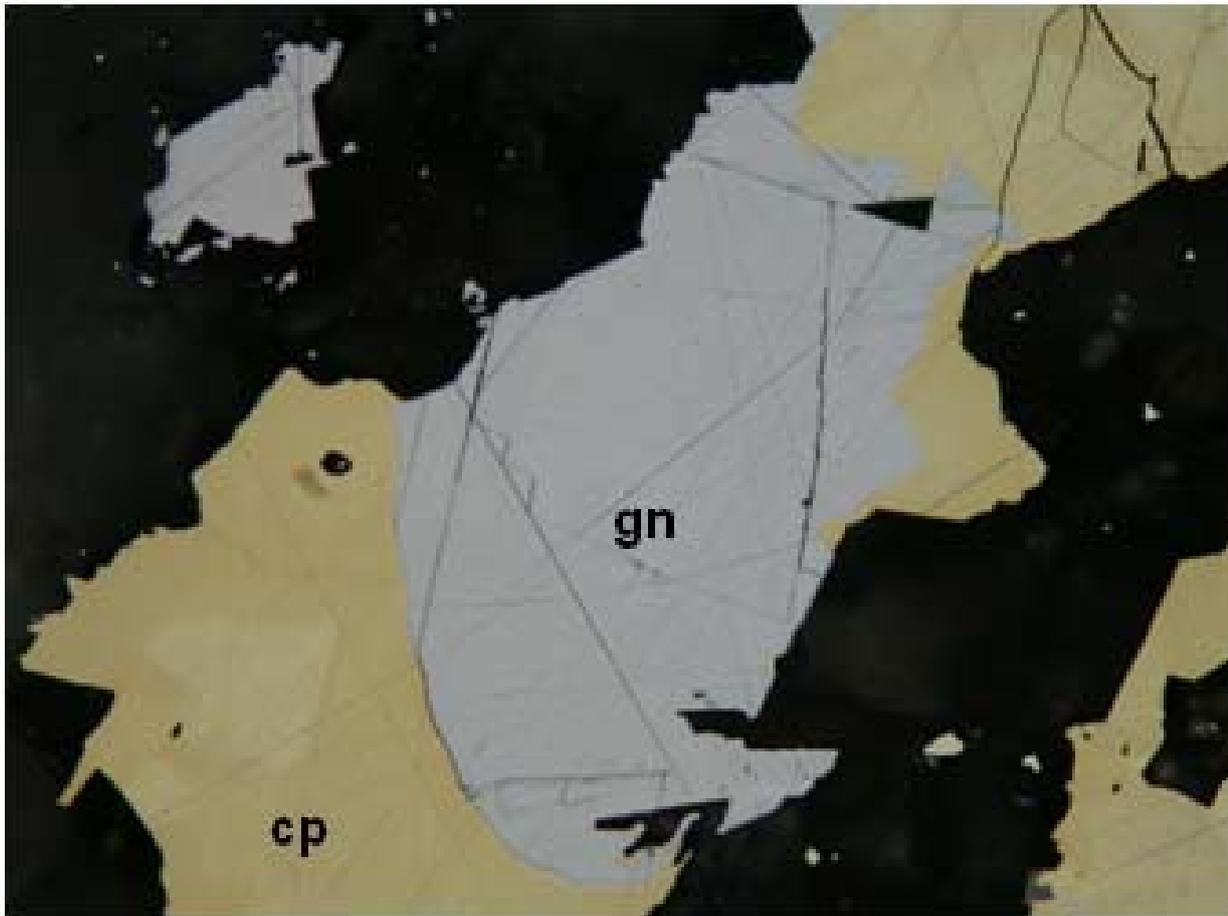
**Foto micrográfica: 8**

**Muestra: TCC-17-96 (42.50 m)**

**Nicoles: N//s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: vena de calcopirita (cp), en esta imagen se aprecia mejor la disseminación de pirita (py) en la ganga.**



800 micras

**Foto micrográfica: 9**

**Muestra: TCC-17-96 (42.50 m)**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: vena de calcopirita (cp) con inclusión de galena (gn)..**

MUESTRA: TCC-18-96 (78.25 m) (% Mena: 25 ) ESTUDIO: LR

COMPONENTES PRINCIPALES: pirita.

COMPONENTES ACCESORIOS: ganga, galena, escalerita y calcopirita intersticial.

TEXTURA: veteadas, relleno de fracturas y diseminada.

CLASIFICACION: zona de “stockwork”.

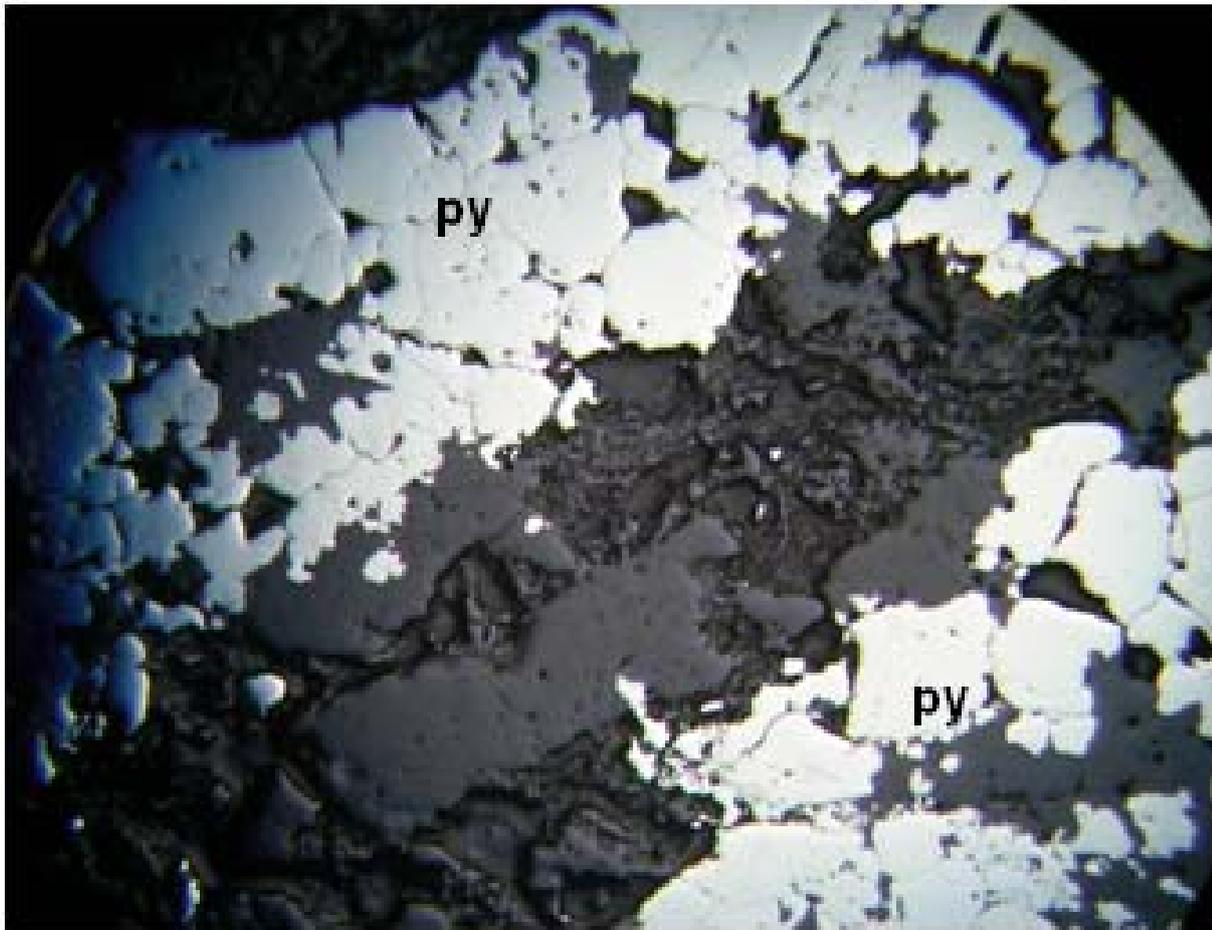
OBSERVACIONES:

**Presencia de fracturas rellenas de pirita y también se presenta de manera diseminada en cristales muy pequeños.**

**La proporción de pirita en fracturas a diseminada es de aproximadamente 30:1.**

**Algunas de las fracturas se entrecruzan dando apariencia de una pirita masiva.**

**La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “stockwork” del indicio Cerro Colorado del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).**



3000 micras

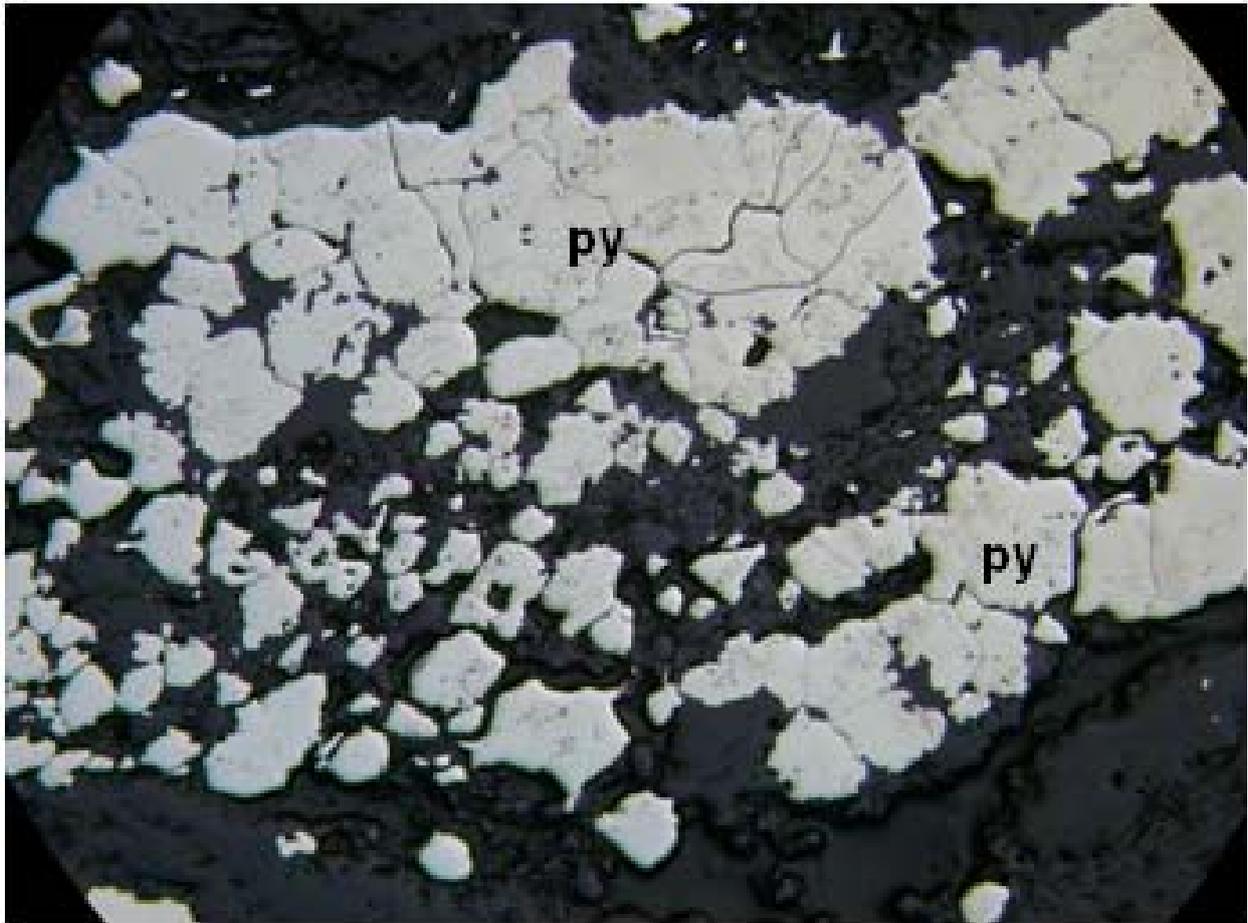
**Foto micrográfica: 10**

**Muestra: TCC-18-96 (78.25)**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: venas paralelas de pirita (py), en la zona del "stocwork" del indicio de SMV de Cerro Colorado.**



4000 micras

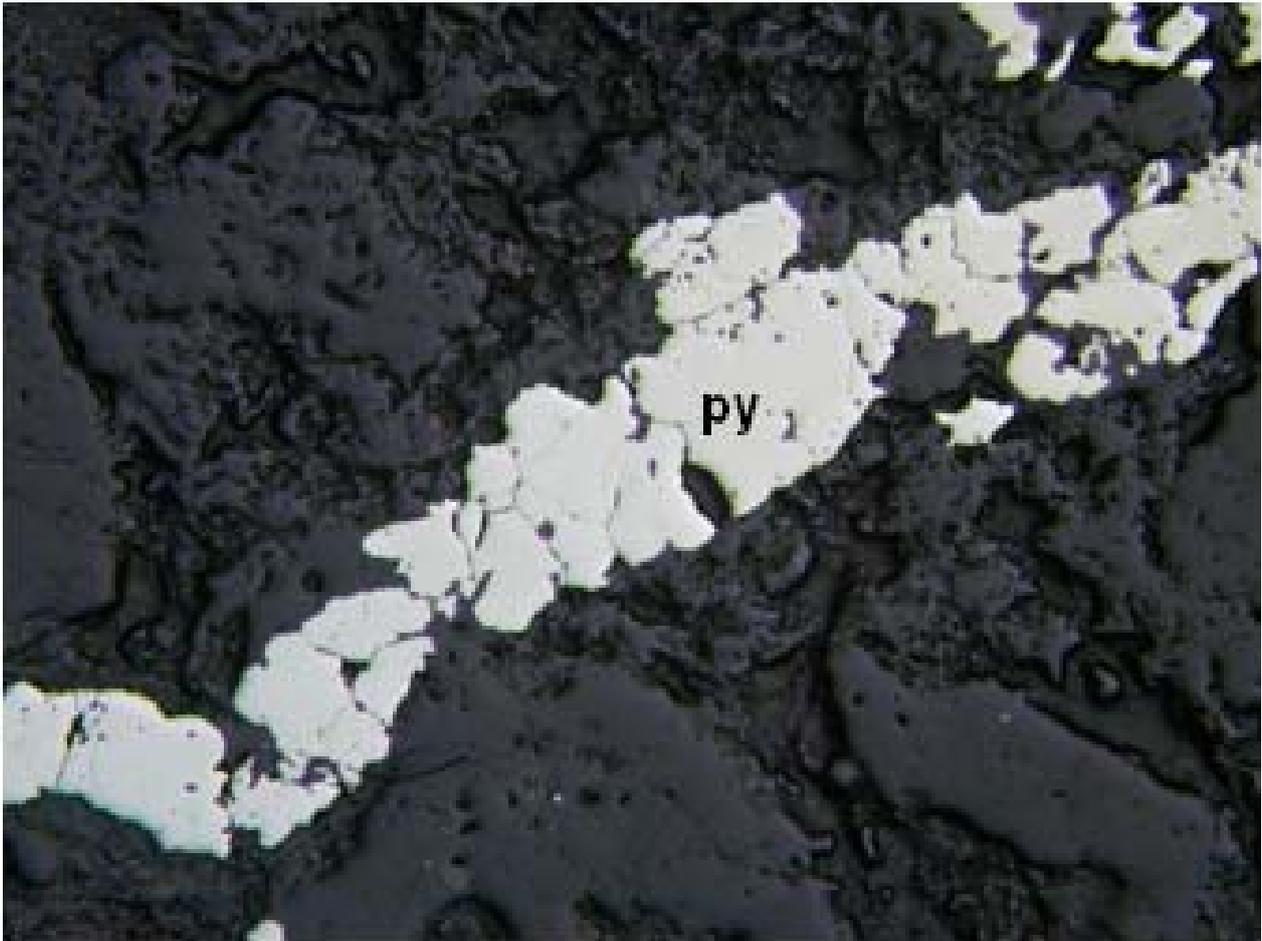
**Foto micrográfica: 11**

**Muestra: TCC-18-96 (78.25)**

**Nicoles: N//s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: intersección de venas de pirita (py), estructuras tipo "stockwork".**



3000 micras

**Foto micrográfica: 12**

**Muestra: TCC-18-96 (78.25)**

**Nícoles: N/0/s**

**Aumento: 25x**

**Descripción: vena de pirita (py) de la zona del "stockwork" del indicio de SMV Cerro Colorado. Existe una cierta dislocación en la continuidad de la estructura.**

MUESTRA: EJ-TP-01 (13.50 m) (% Mena: 3 )      ESTUDIO: LTP

COMPONENTES PRINCIPALES: **baritina y jarosita.**

COMPONENTES ACCESORIOS: **esfalerita, calcopirita, galena, pirita, cobres grises, leucoxeno y covelita.**

TEXTURA: **relleno hidrotermal bandeada.**

CLASIFICACION: **hidrotermalita de baritina y cuarzo.**

OBSERVACIONES:

**Se observan venillas de jarosita con pirita y óxidos de hierro. También goethita y limonita en venillas irregulares, agregados coliformes y granos redondeados con estructura microbotroidal.**

**Los sulfuros son bastante escasos y se encuentran en granos pequeños diseminados en la ganga.**

**Existe diseminación fina de granos anhedrales de pirita.**

**La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “*stockwork*” del indicio El Papayo del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).**

MUESTRA: EJ-TP-04 (4.00 m) (% Mena: 0.5 ) ESTUDIO: LTP

COMPONENTES PRINCIPALES: cuarzo calcedónico, baritina y carbonatos.

COMPONENTES ACCESORIOS: sericita, óxidos de hierro, pirita, calcopirita, cobres grises, esfalerita, calcocina y covelita.

TEXTURA: masiva cristalina inequigranular.

CLASIFICACION: hidrotermalita de baritina y cuarzo (sustitución del encajante).

OBSERVACIONES:

Presencia de venas de carbonatos. La ganga es baritina con algo de cuarzo de forma irregular, intersticial en la baritina.

Los sulfuros se encuentran diseminados en granos finos.

Hay inclusiones muy finas de pirita en calcopirita e intercrecimientos muy finos de esfalerita, calcopirita y galena.

Los granos de calcosina y covelita son muy escasos.

La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en la zona del “*stockwork*” del indicio El Papayo del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS).

MUESTRA: 5551 (% Mena: 5 ) ESTUDIO: LTP

COMPONENTES PRINCIPALES: cuarzo, sericita y pirita.

**COMPONENTES ACCESORIOS: jarosita, arsenopirita, cobres grises, covelita, calcopirita, esfalerita, óxidos de hierro, leucoxeno y pirrotita.**

**TEXTURA: microgranular, vetuada y brechada.**

**CLASIFICACION: hidrotermalita de cuarzo, sericita y pirita.**

**OBSERVACIONES:**

**Presencia de venillas de cuarzo de carácter hidrotermal.**

**La matriz es reemplazada por minerales arcillosos y sericita.**

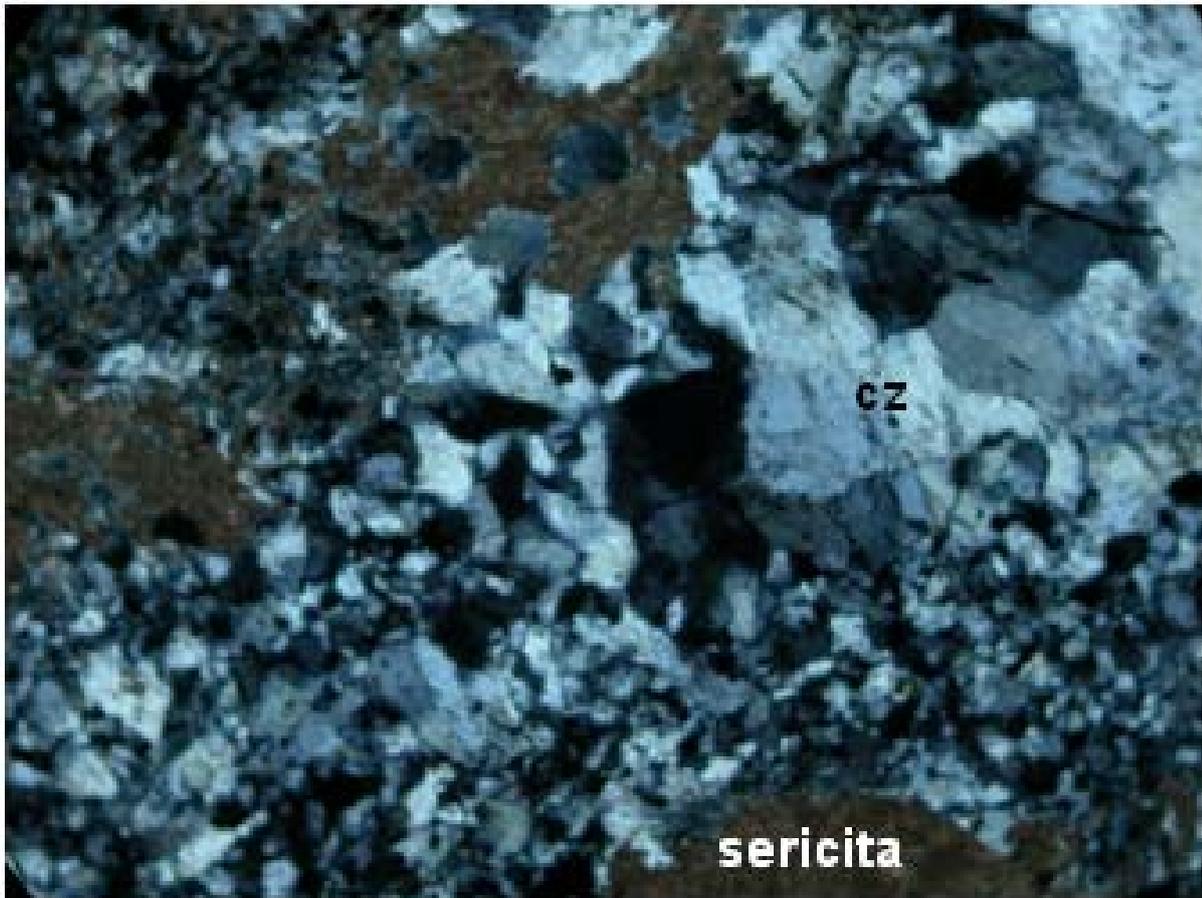
**Formas o moldes de plagioclasas reemplazados por sericita.**

**Sulfuros asociados con las venillas de cuarzo, relativa abundancia de disseminación de cristales de pirita, que forman agregados y menor proporción de arsenopirita, también es cristales euhedrales.**

**La asociación cuarzo, sericita y pirita definen una típica alteración filica-argílica. La granulometría extremadamente fina de los filosilicatos impide su determinación óptica precisa. Podría también tratarse de una alteración transicional argílica-fílica.**

**Las vesículas presentes, transformadas a amígdalas silíceas por efecto de la alteración hidrotermal, indican que se trata de un cuerpo intrusivo somero.**

**La muestra pertenece a un afloramiento de la zona de “*leach camping*” del indicio tipo pórfido cuprífero de Cerro Chancadora.**



800 micras

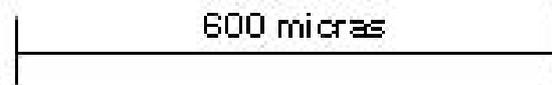
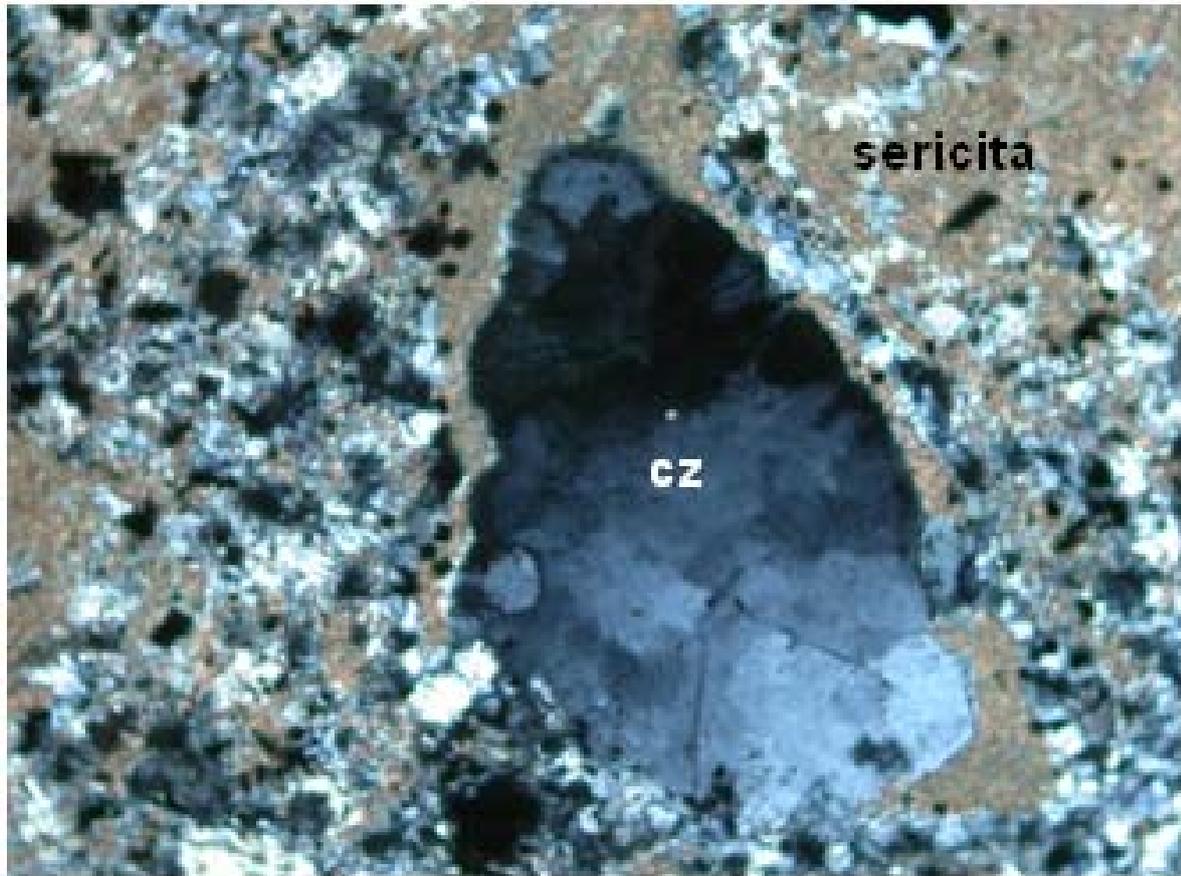
**Foto micrográfica: 14**

**Muestra: 555 l**

**Nicoles: N+s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: venas de cuarzo hidrotermal con márgenes sericitizados, sericita intersticial, asociado al cuarzo se distinguen algunos cristales de minerales opacos, probablemente pirita.**



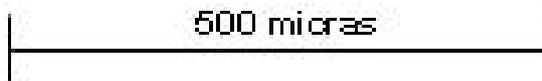
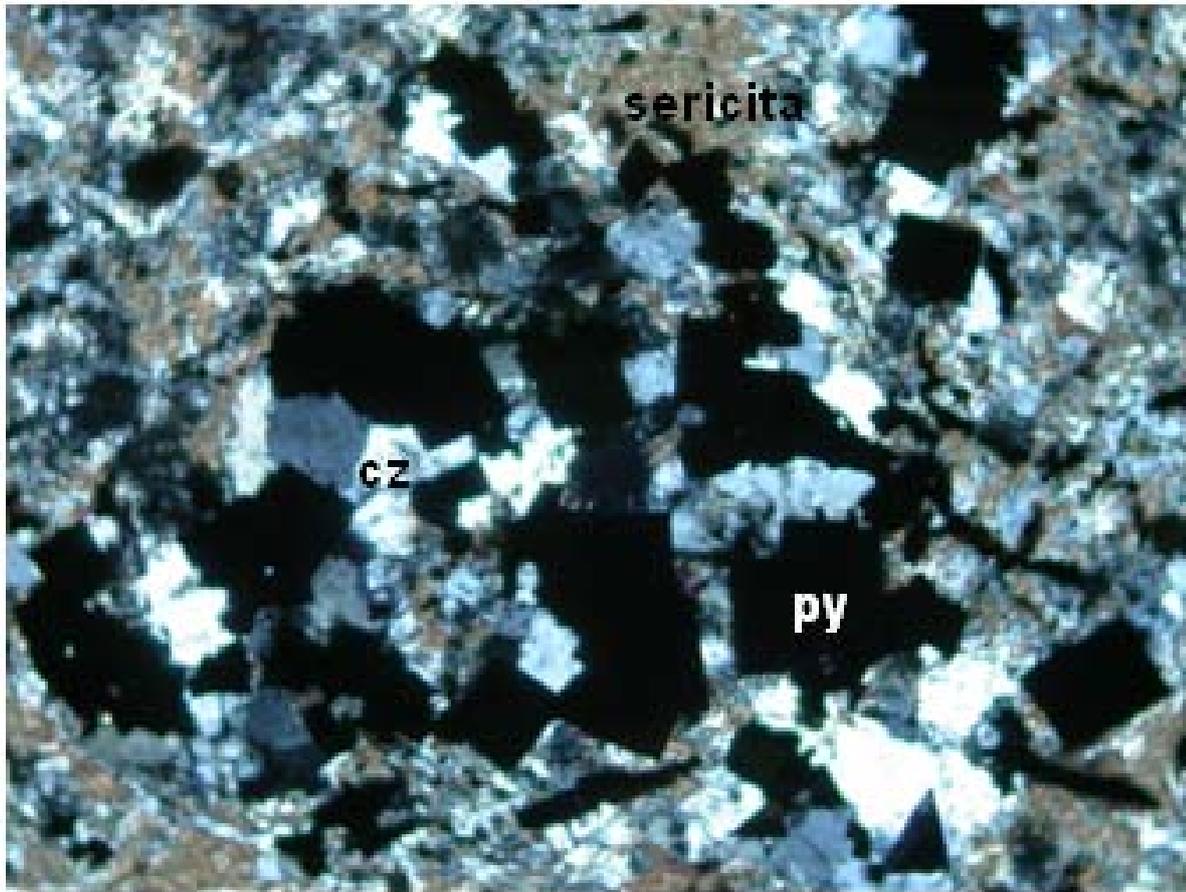
**Foto micrográfica : 15**

**Muestra: 5551**

**Nícoles: N+s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: vesículas rellenas de cuarzo (CZ), asociado a la alteración de cuarzo, sericita y pirita (filica), de la roca.**



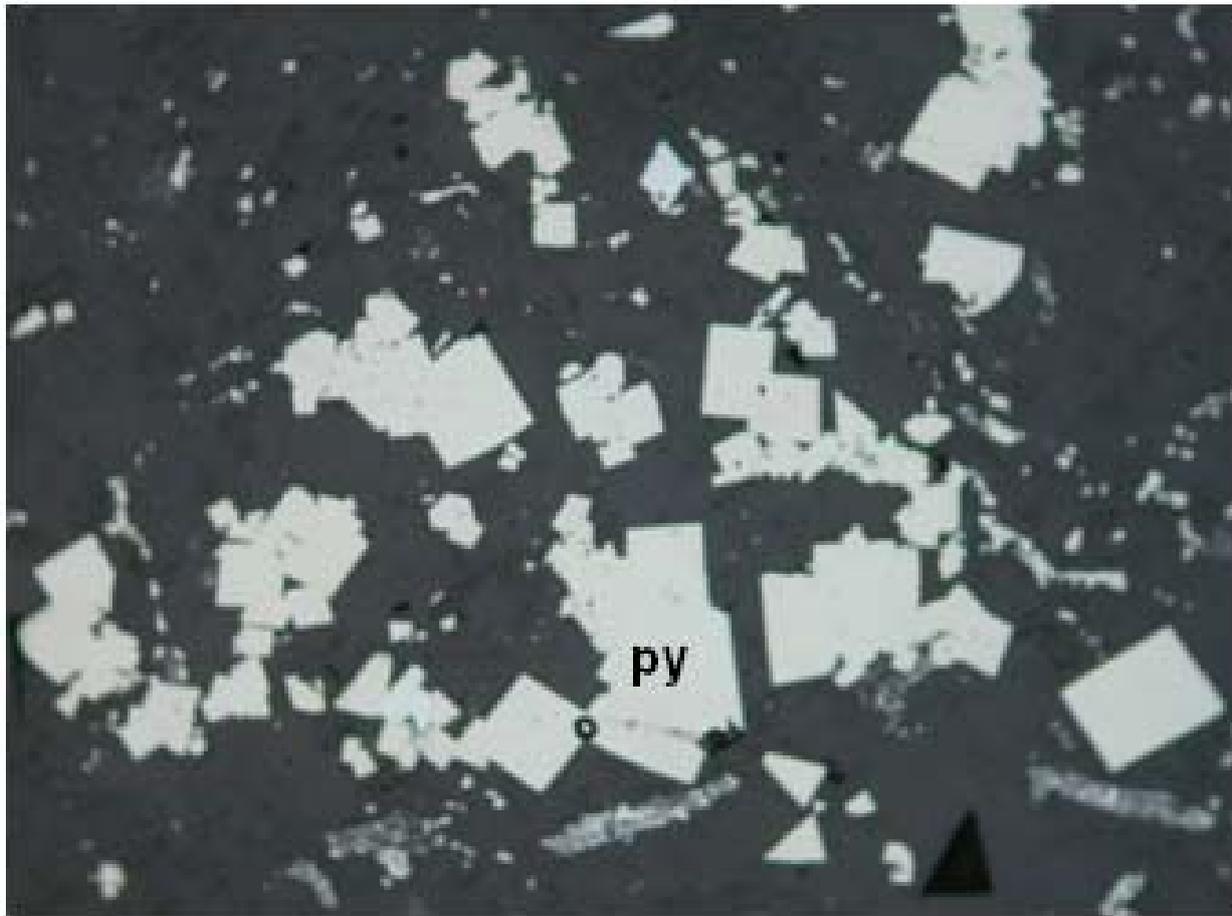
**Foto micrográfica: 16**

**Muestra: 5551**

**Nicoles: N+s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: asociación de cuarzo (cz), sericita y piritita (py), en agregados pseudomorfos heterogéneos, probablemente reemplazando a algún mineral primario del protolito.**



500 micras

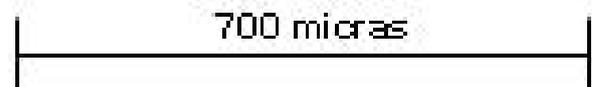
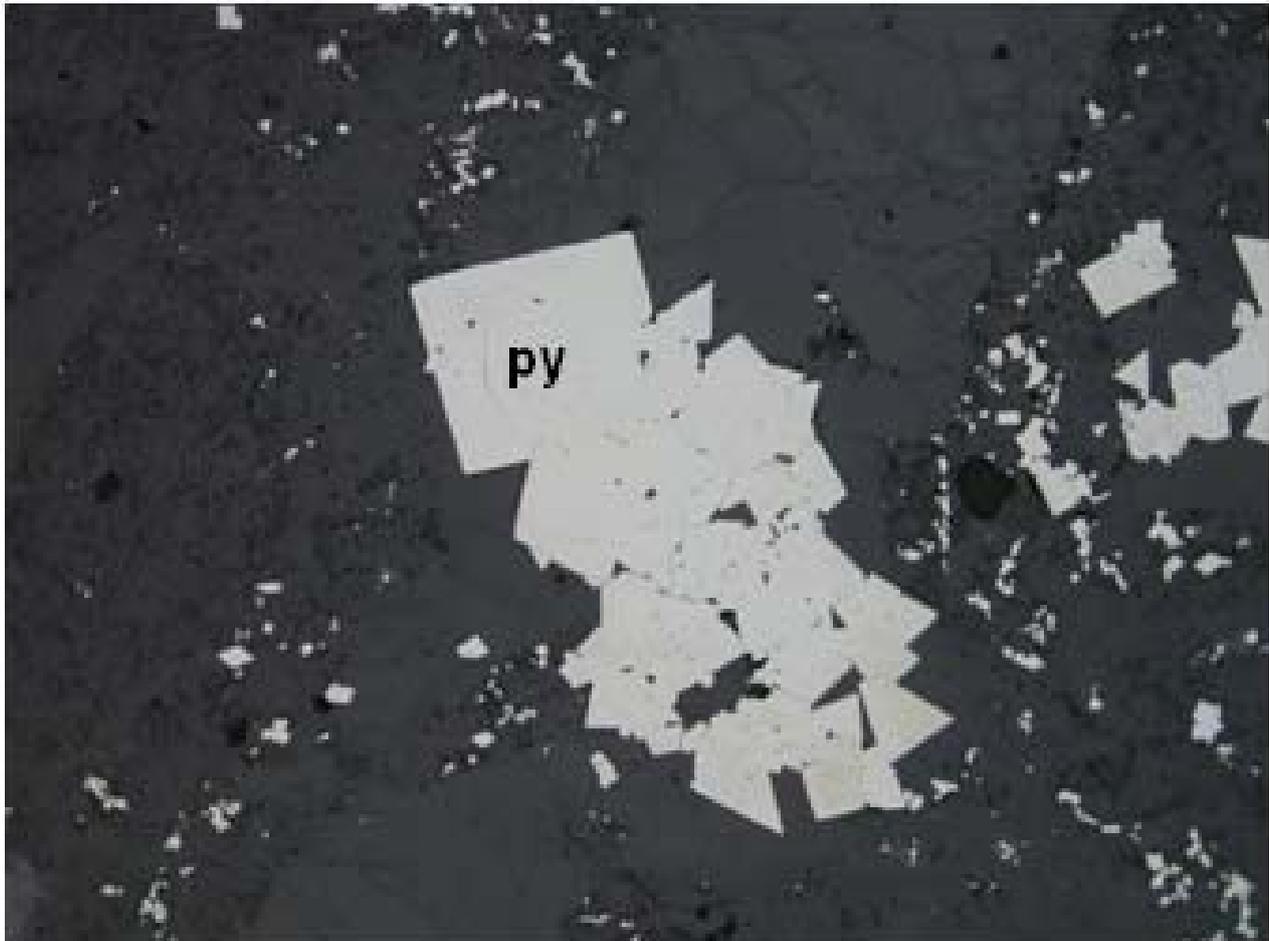
**Foto micrográfica: 17**

**Muestra: 5551**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: imagen en luz reflejada del campo anterior.  
Se aprecia nítidamente la distribución de la pirita (py).**



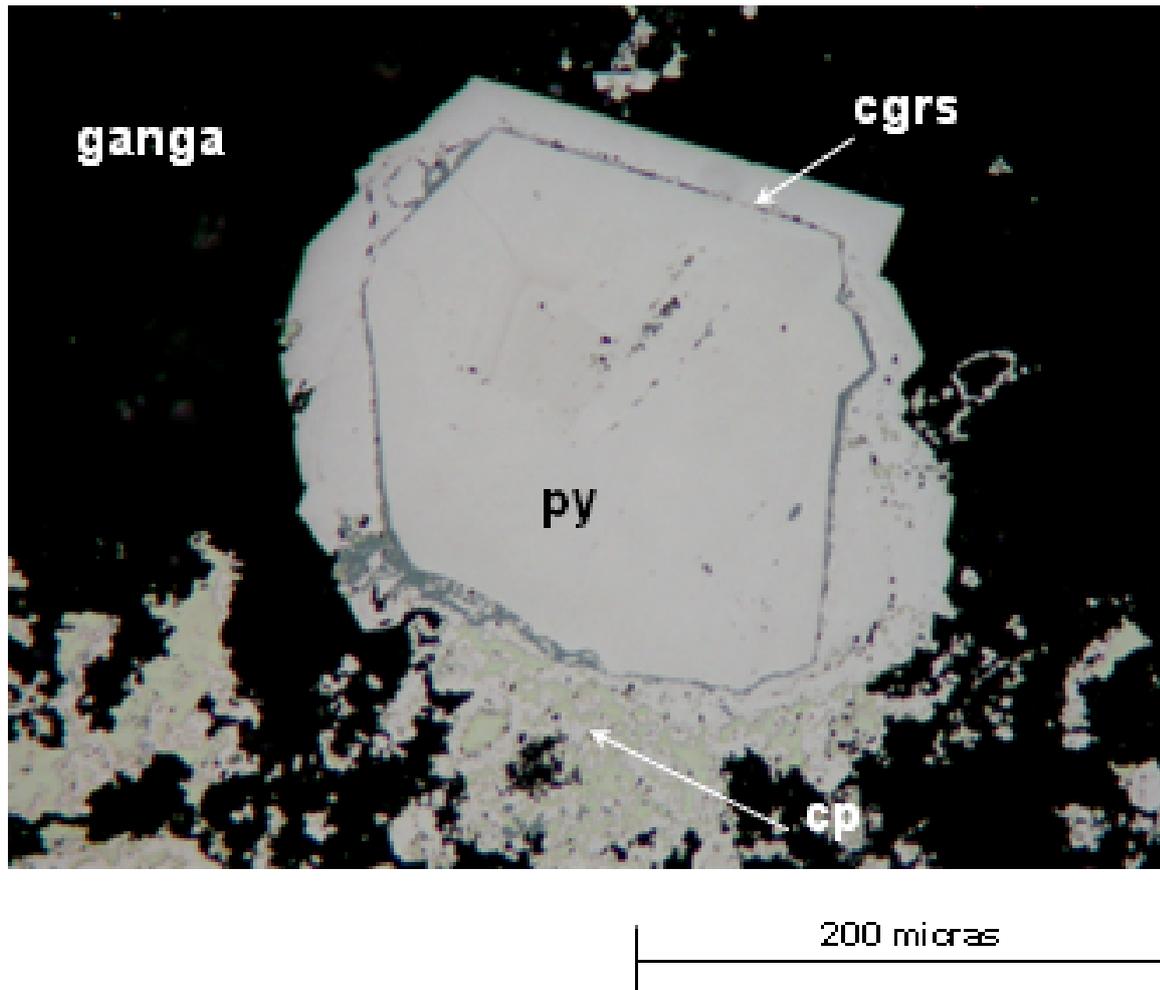
**Foto micrográfica: 18**

**Muestra: 5551**

**Nícoles: N/s**

**Aumento: 10x**

**Descripción: se aprecia un agregado de cristales de pirita, asociado a una vetilla de cuarzo, hacia la parte superior izquierda del agregado se aprecia un cristal cúbico de pirita (py).**



**Foto micrográfica: 19**

**Muestra: B5**

**Nicoles: N//s**

**Aumento: 20x**

**Descripción:** cristal idiomorfo de pirita (py) con corona de cobres grises (cgrs) y, finalmente, sellado por una fase postuma de pirita; agregado externo de pirita y calcopirita (cp). Recristalización de la pirita de primera generación y reemplazamiento por calcopirita tardía.

**MUESTRA: B-5 (350 m) (% Mena: 80 ) ESTUDIO: LR**

**COMPONENTES PRINCIPALES: pirita, calcopirita y cobres grises.**

**COMPONENTES ACCESORIOS: cuarzo, galena, covelita, bornita y calcosina.**

**TEXTURA: dendrítica / esquelética, framboidal y relicta.**

**CLASIFICACION: sulfuro masivo próximo a la zona de descarga (SMV)**

**OBSERVACIONES:**

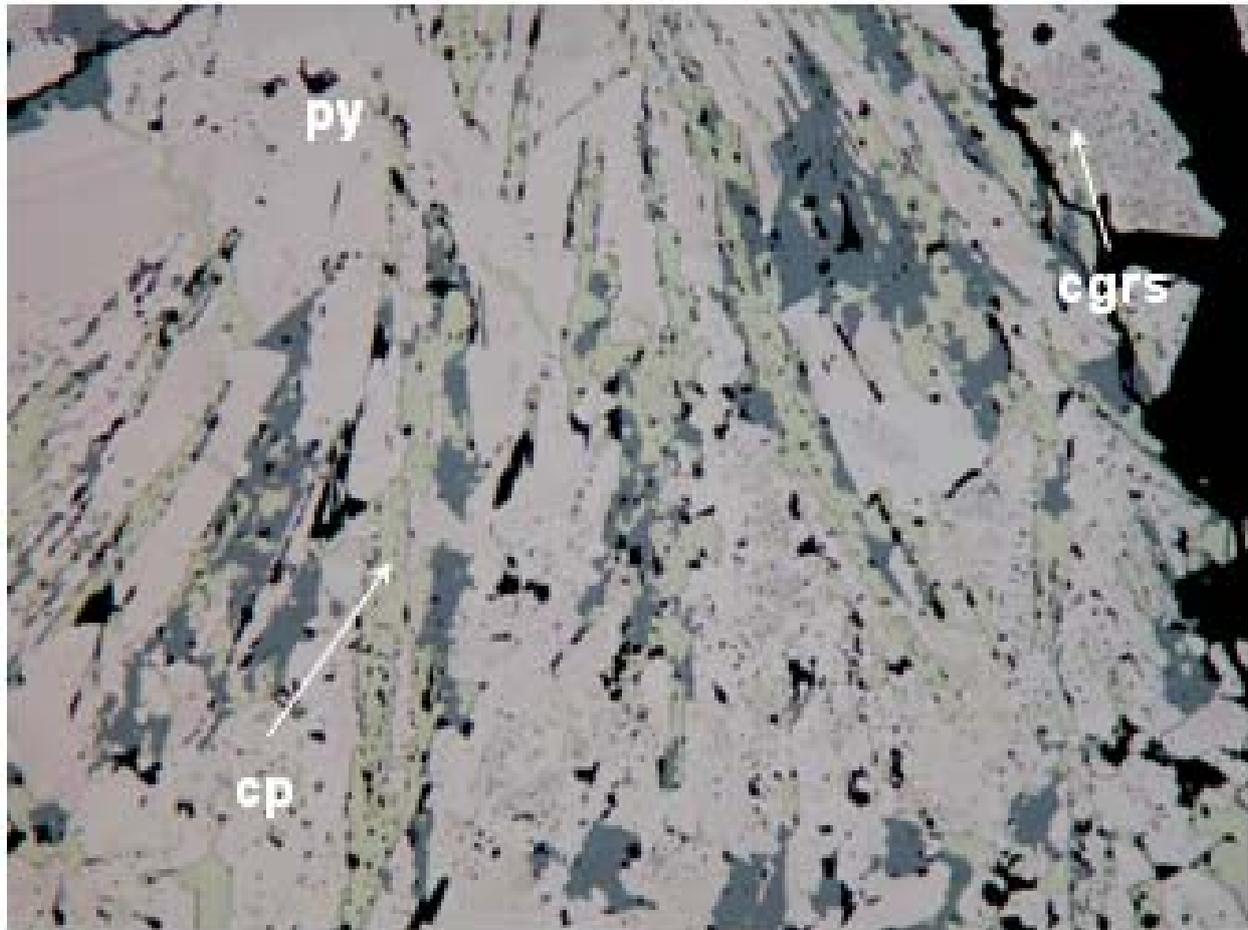
**La pirita es el mineral más abundante. Aunque está recristalizada, parece haber comenzado por una fase de pirita masiva o framboidal, relicta.**

**Presencia de una mineralización cuprífera (calcopirita y cobres grises) posterior a la pirita de primera generación, reemplaza por zonas a la pirita pre-existente. Luego se presenta una posterior mineralización de pirita tardía, que sella las texturas anteriores con coronas u orlas de pirita límpida o bien cementa microfisura.**

**La ganga es cuarzo y algo de carbonatos.**

**Presencia de trazas de covelita, bornita y calcosina.**

**La muestra pertenece a un sondeo diamantino realizado en el depósito B5 del yacimiento de Tambo Grande del Complejo Basal Volcánico (CBV).**



200 micras

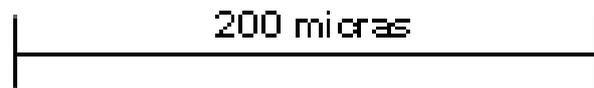
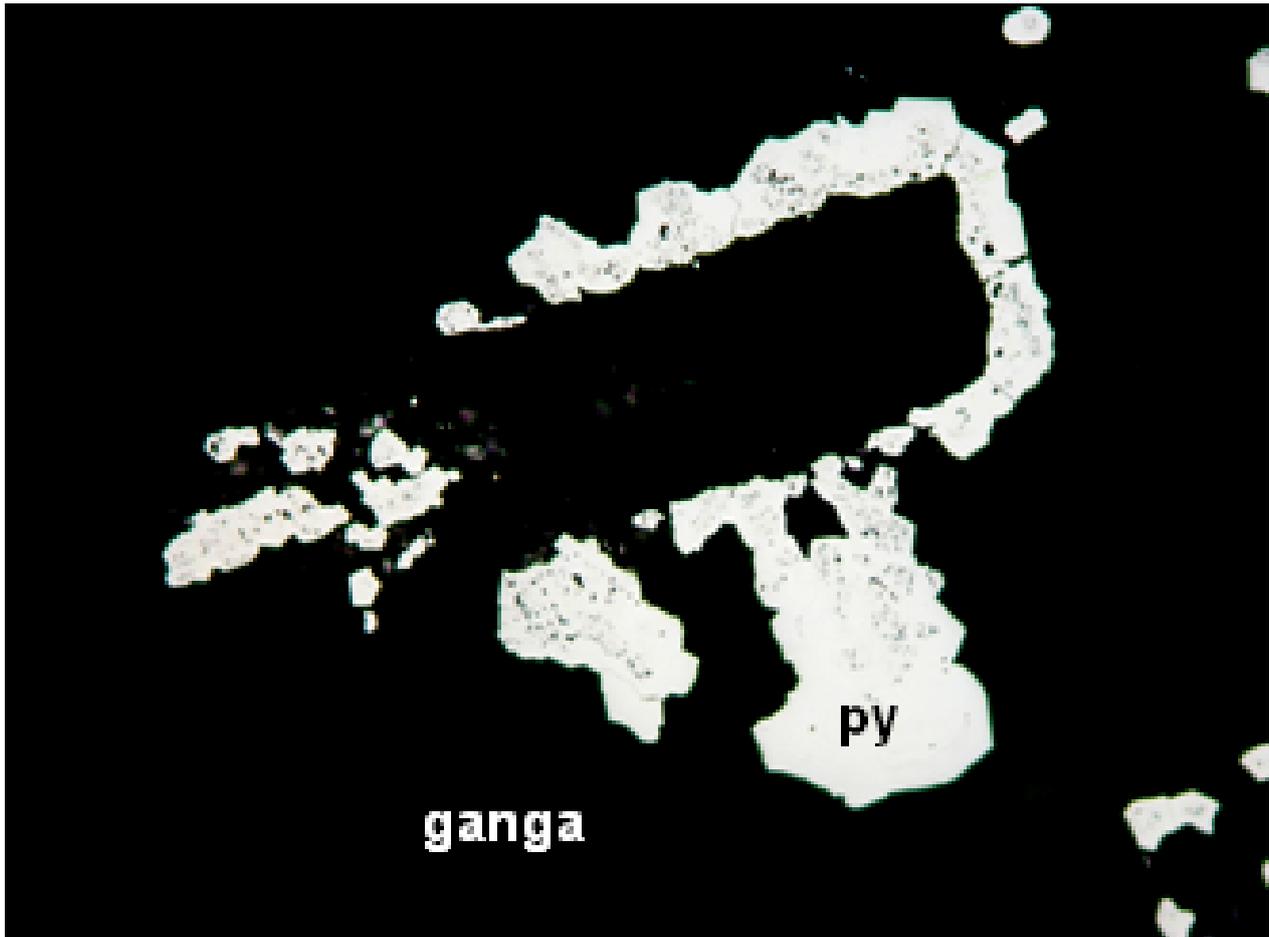
**Foto micrográfica: 20**

**Muestra: B5**

**Nicoles: N/s**

**Aumento: 20x**

**Descripción: pirita masiva reemplazada por cobres grises (cgfs) y calcopirita (cp), se nota una marcada orientación del evento de cobre postumo, condicionada por la estructura heredada del gel pirítico recrystalizado. Textura dendrítica.**



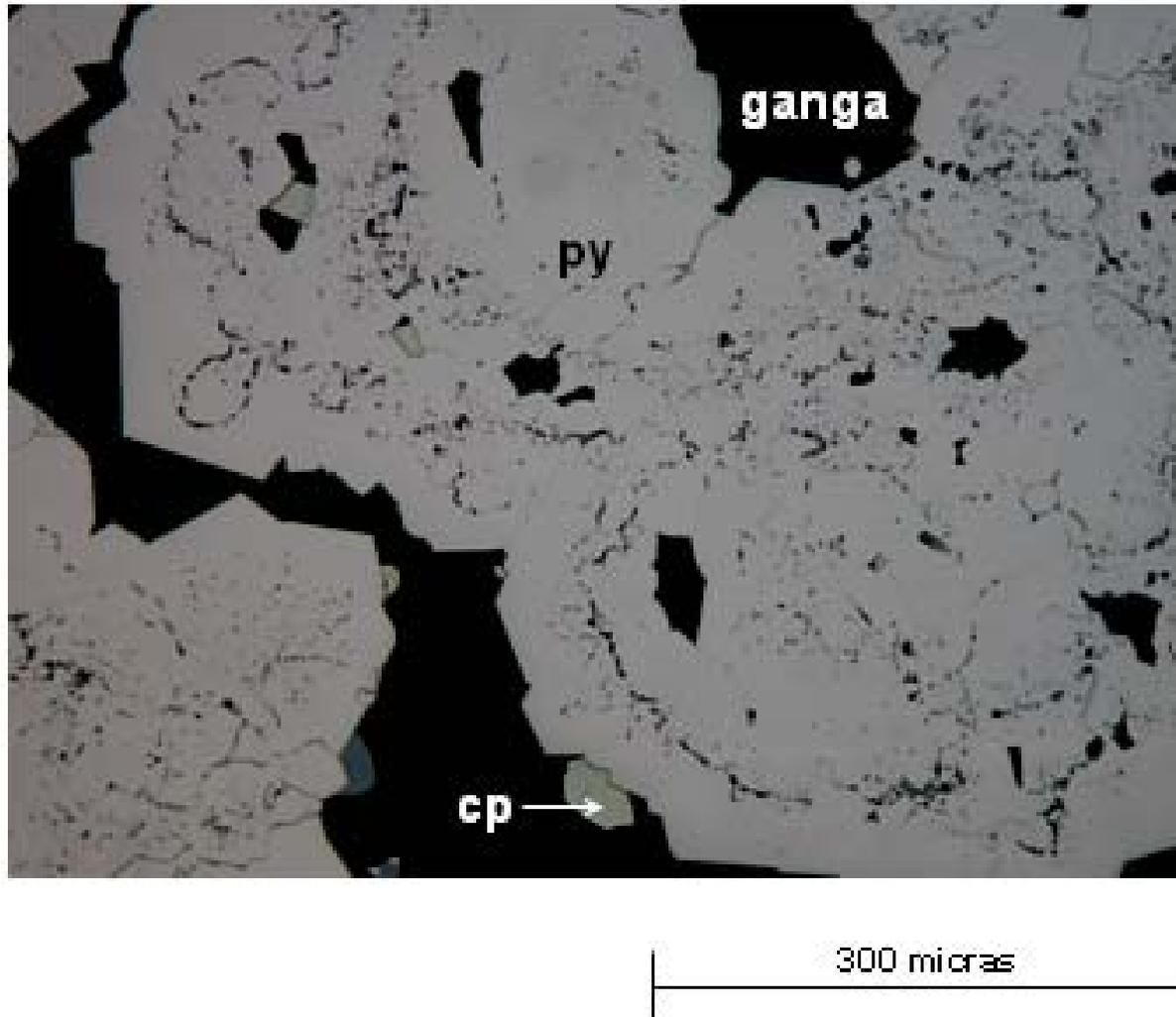
**Foto micrográfica: 21**

**Muestra: B5**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 20x**

**Descripción: fase final de pirita (py) contorneando un cristal de ganga (cuarzo).**



**Foto micrográfica: 22**

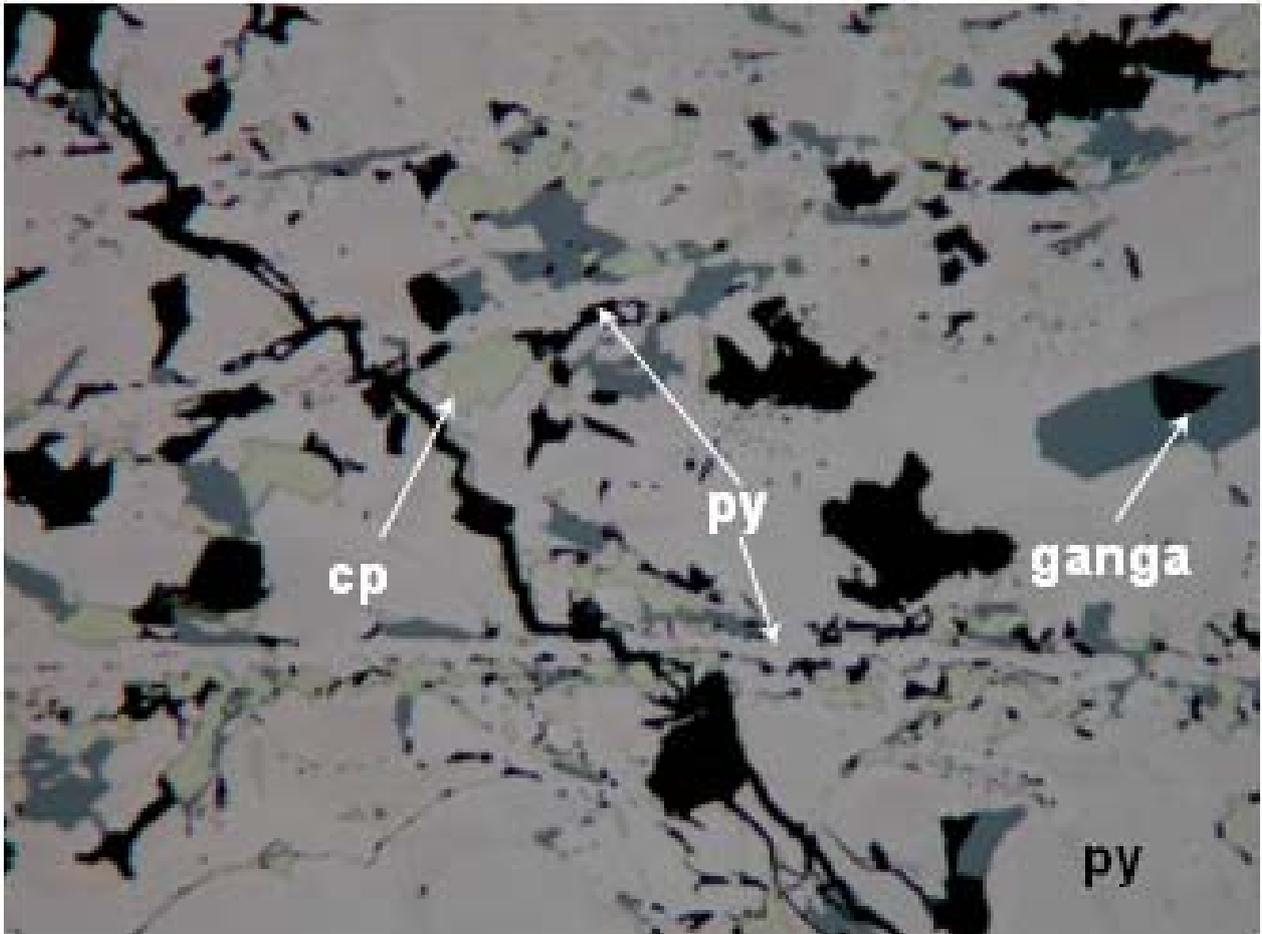
**Muestra: B5**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 20x**

**Descripción: textura botroidal o coloforne relicta en masa cristalina, evidencia el carácter sedimentario del sulfuro.**

**Obsérvense los contornos idiomorfos de la pirita recristalizada (ángulo superior izquierdo).**



300 micras

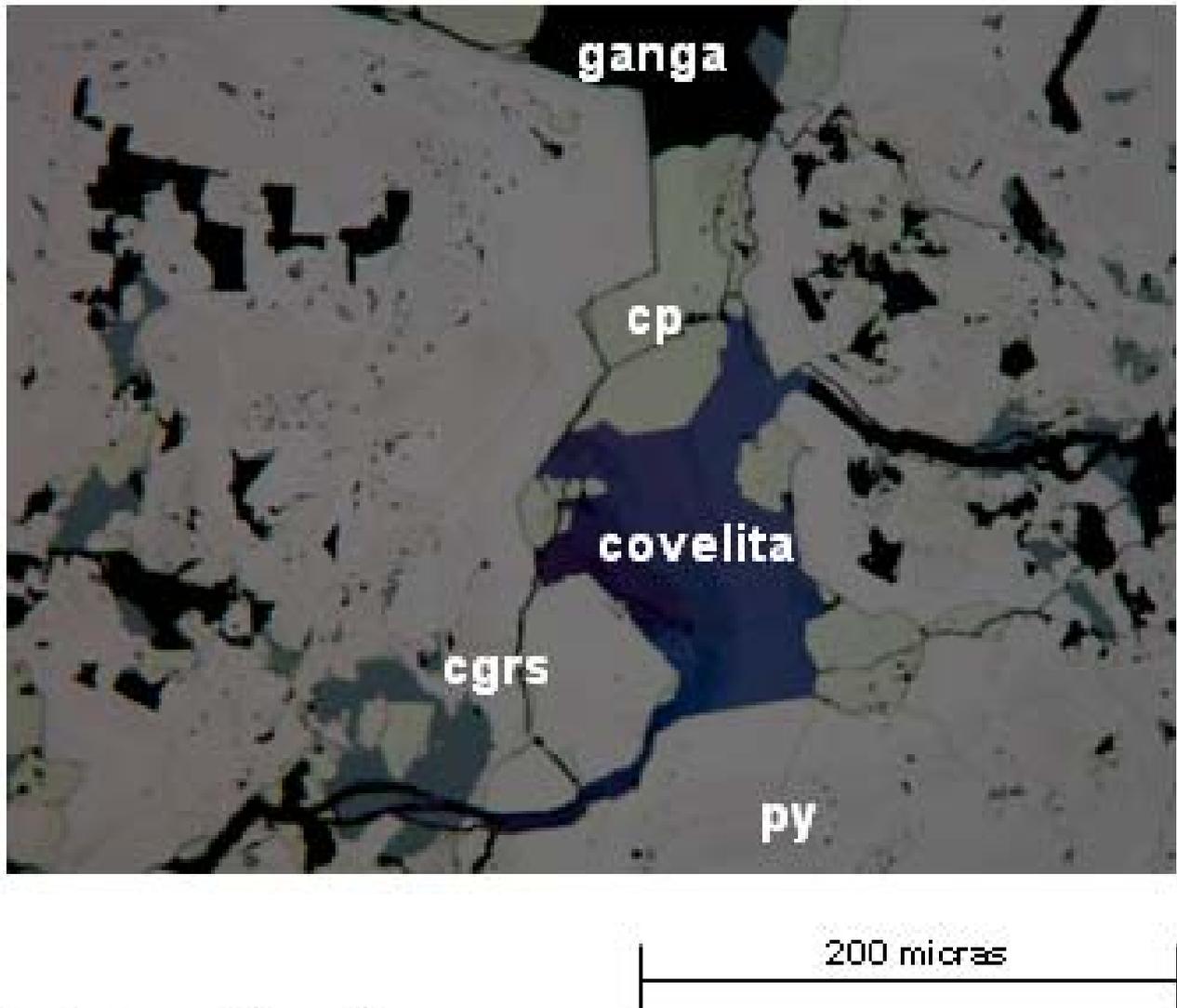
**Foto micrográfica: 23**

**Muestra: B5**

**Nícoles: N//s**

**Aumento: 20x**

**Descripción: fase postuma de pirita (py), se notan claramente las estructuras de pirita cortando el sulfuro pre-existente y la calcopirita (cp) reemplazando la pirita de primera generación**



**Foto micrográfica: 24**

**Muestra: B5**

**Nicoles: N/s**

**Aumento: 20x**

**Descripción: covelita intersticial y rellenando fracturas conjuntamente con la calcopirita (cp) y cobres grises (cgrs) reemplazando la pirita de primera generación. Las dos generaciones de pirita se evidencian por el carácter poroso de la primera, que aparece en los núcleos de los agregados y el carácter límpido o masivo de la segunda, que aparece en la periferia con contornos idiomorfos.**

**APÉNDICE II**  
**ESTUDIOS DE PIMA**

## **PIMA**

### **(ANALIZADOR MINERAL INFRARROJO PORTÁTIL)**

#### **Generalidades**

**PIMA** (“*portable infrared mineral analyzer*”, analizador mineral infrarrojo portátil) es un espectrómetro infrarrojo de reflexión de la onda corta, que funciona en el **SWIR** (“*short wave infrared*”, gama de onda corta del infrarrojo) entre los 1300-2500 nanómetros.

Uno de los usos primarios de la espectroscopia de reflexión del SWIR, es la identificación y la caracterización de los minerales de alteración y su distribución alrededor de los depósitos minerales. Las asociaciones de minerales de alteración son importantes para la comprensión y la exploración de los depósitos hidrotermales, en este caso, de los SMV. Las herramientas convencionales no pueden identificar los minerales de grano fino y no definen variaciones de composición importantes. PIMA soluciona algunos de estos problemas y proporciona una evaluación valiosa en el análisis de la distribución de las asociaciones de alteración.

El análisis de PIMA es especialmente aplicado para minerales que contienen oxhidrilos (grupos del OH), por ejemplo filosilicatos (arcillas, cloritas y serpentina), silicatos (epidotas, anfíboles), sulfatos (alunita, jarosita y yeso), carbonatos, boratos, fosfatos, vanadatos y los minerales de amonio, que también producen espectros de diagnóstico. PIMA registra el espectro de reflexión que muestra las longitudes de onda. Esto permite la identificación rápida del mineral, a menudo difícil en el campo al ocuparse de especies de grano fino.

PIMA ha sido utilizado con éxito por los geólogos en los Estados Unidos, América del Sur, Australia y Europa, para la exploración por depósitos minerales, estudiando el grado de cristalinidad de los minerales y el sistema de alteraciones. Entre los lugares donde PIMA se ha

utilizado, podemos mencionar a las minas de Goldfields, Dragon Mine, Bauer Mill, Coeur d'Alene, Julcani, Orcopamapa, Pierina y Yanacocha, por citar algunas.

### **Análisis de Muestras**

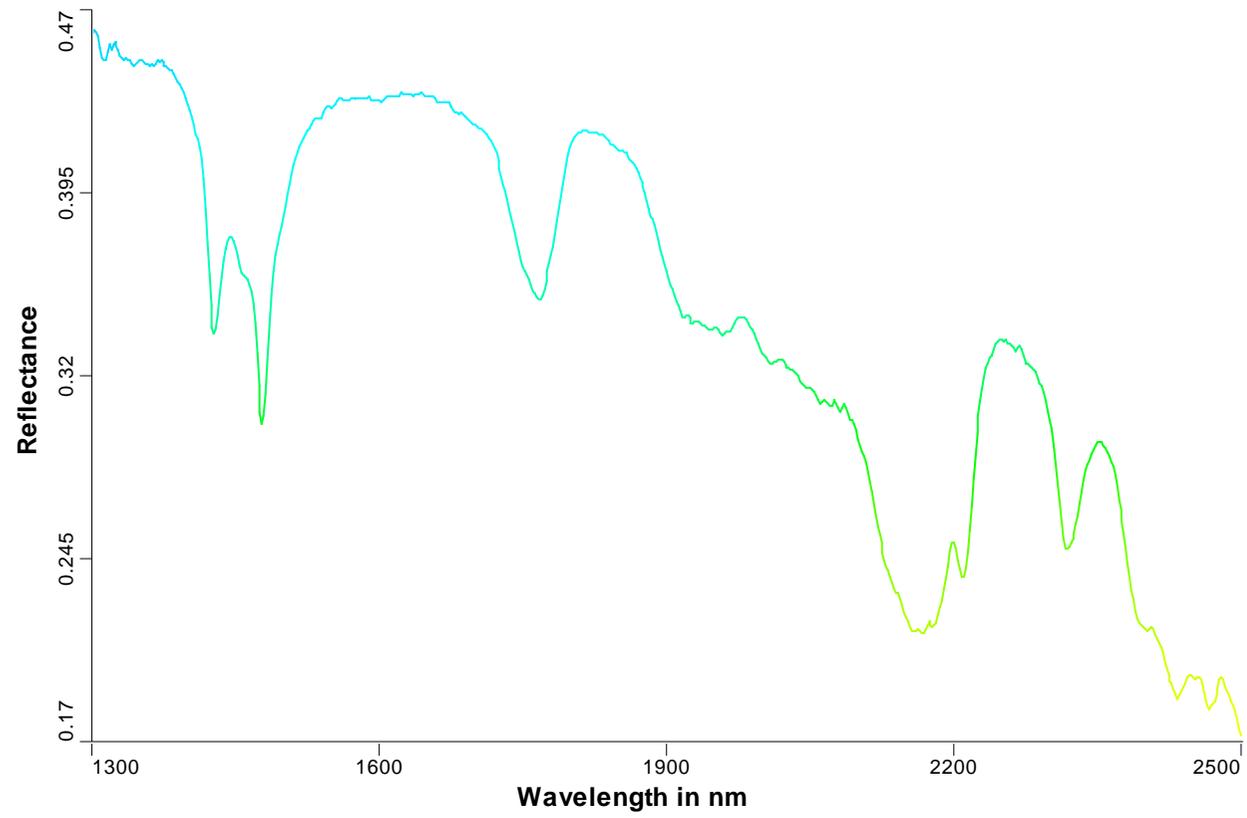
En el estudio se han recolectado 12 muestras para el análisis de PIMA. Dichas muestras han sido tomadas de 6 indicios de la zona. Las ubicaciones exactas y los indicios a los cuales pertenecen estas muestras, se presentan en la tabla 5, mientras que las imágenes de los espectros de cada mineral identificado por PIMA se presentan a continuación del texto.

Como se puede observar en la tabla 5, se han podido identificar alteraciones argílicas en las muestras de riolita de los indicios Cerro Colorado y Potrobayo, así como cuarzo calcedónico que nos indica una alteración de baja temperatura. Por otro lado, en el indicio Potrobayo, también se observa una alteración de alunita en las areniscas volcanogénicas, que definen una zona de mayor temperatura con respecto a las otras zonas de alteración.



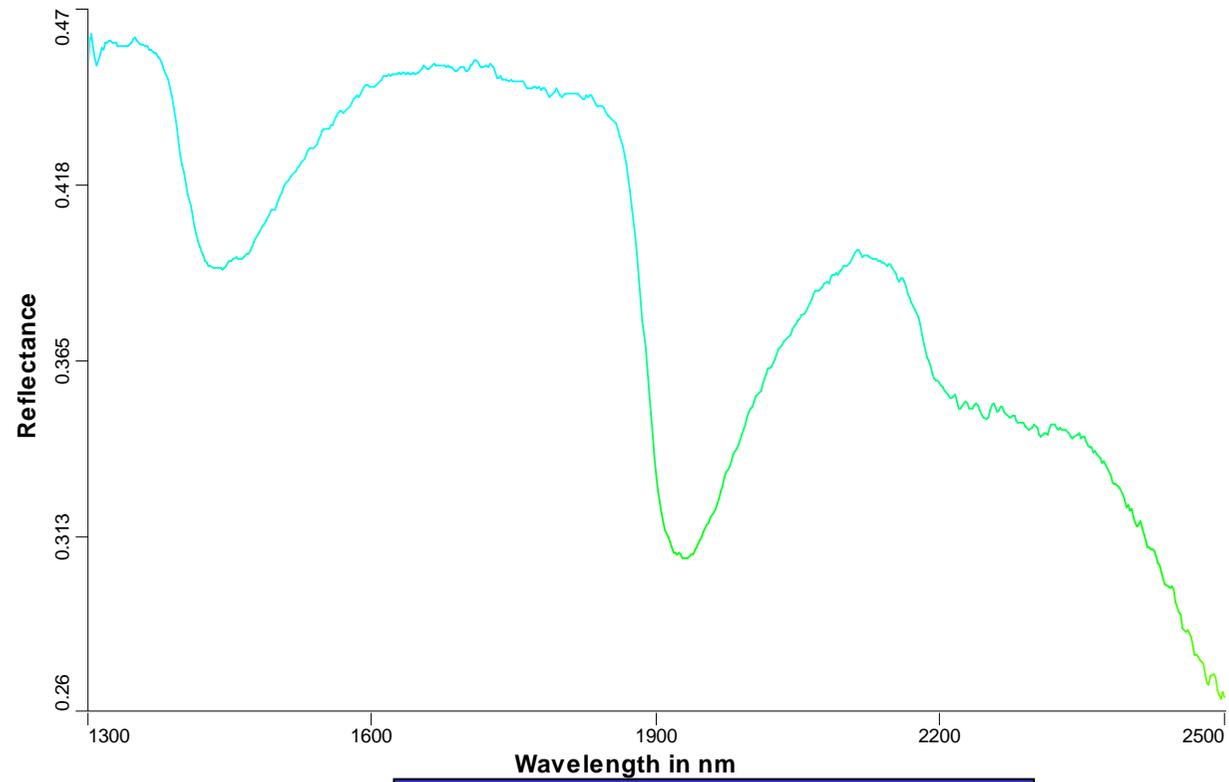
**Muestra N° 1**

**Espectro de Kaolinita**



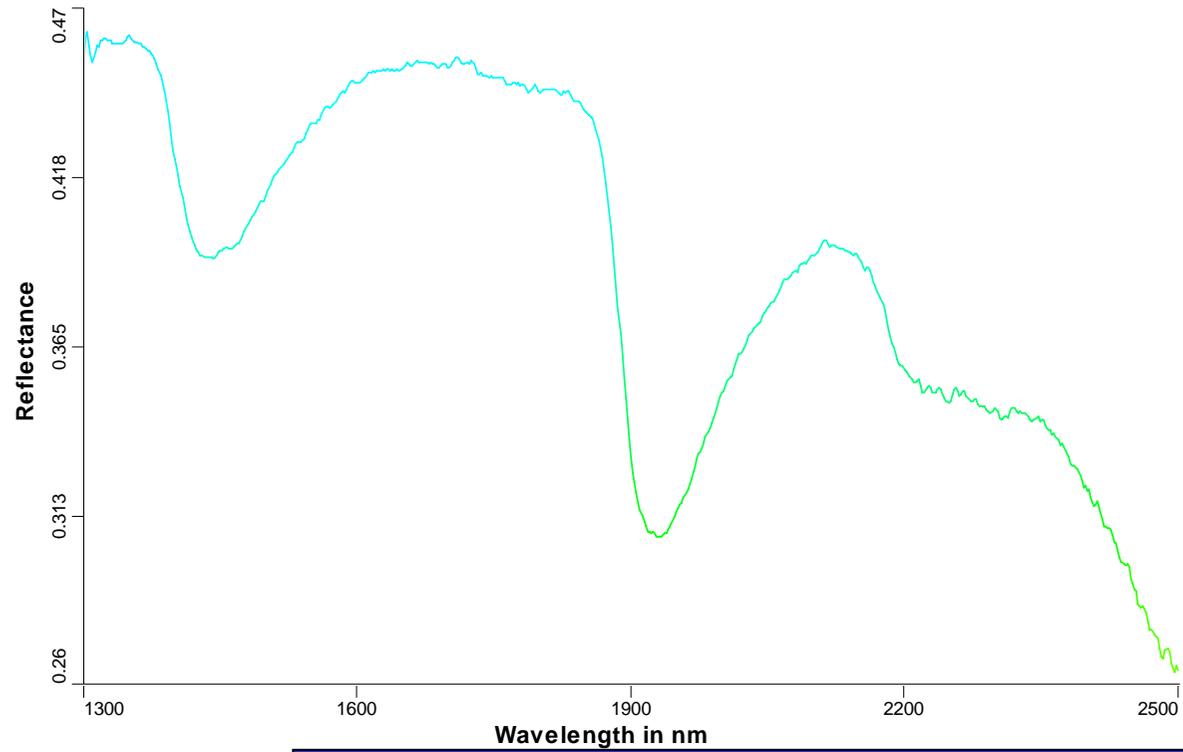
**Muestra N° 2**

**Espectro de Qz - Calcedonia**



**Muestra N° 3**

**Espectro de Alunita**



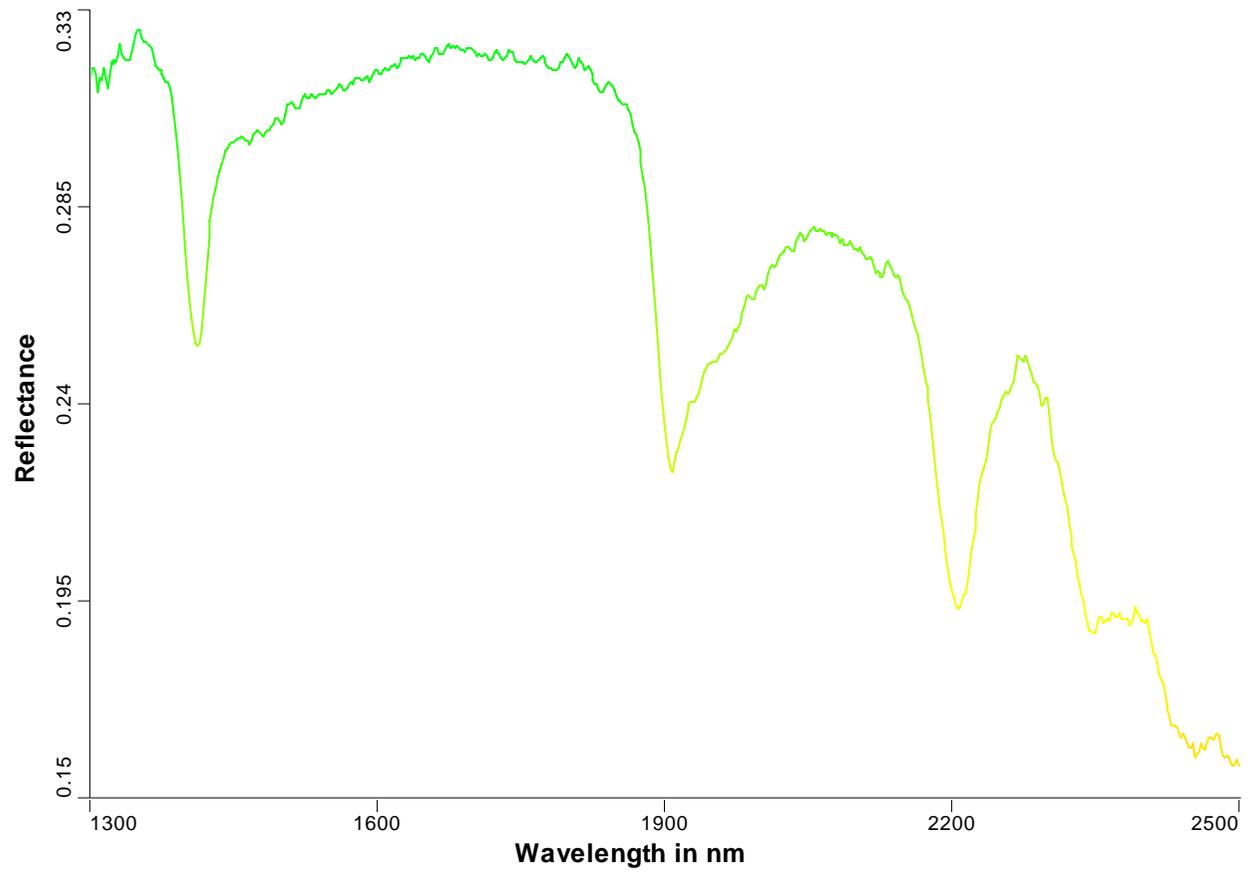
**Muestra N° 4**

**Espectro de Qz - Calcedonia**



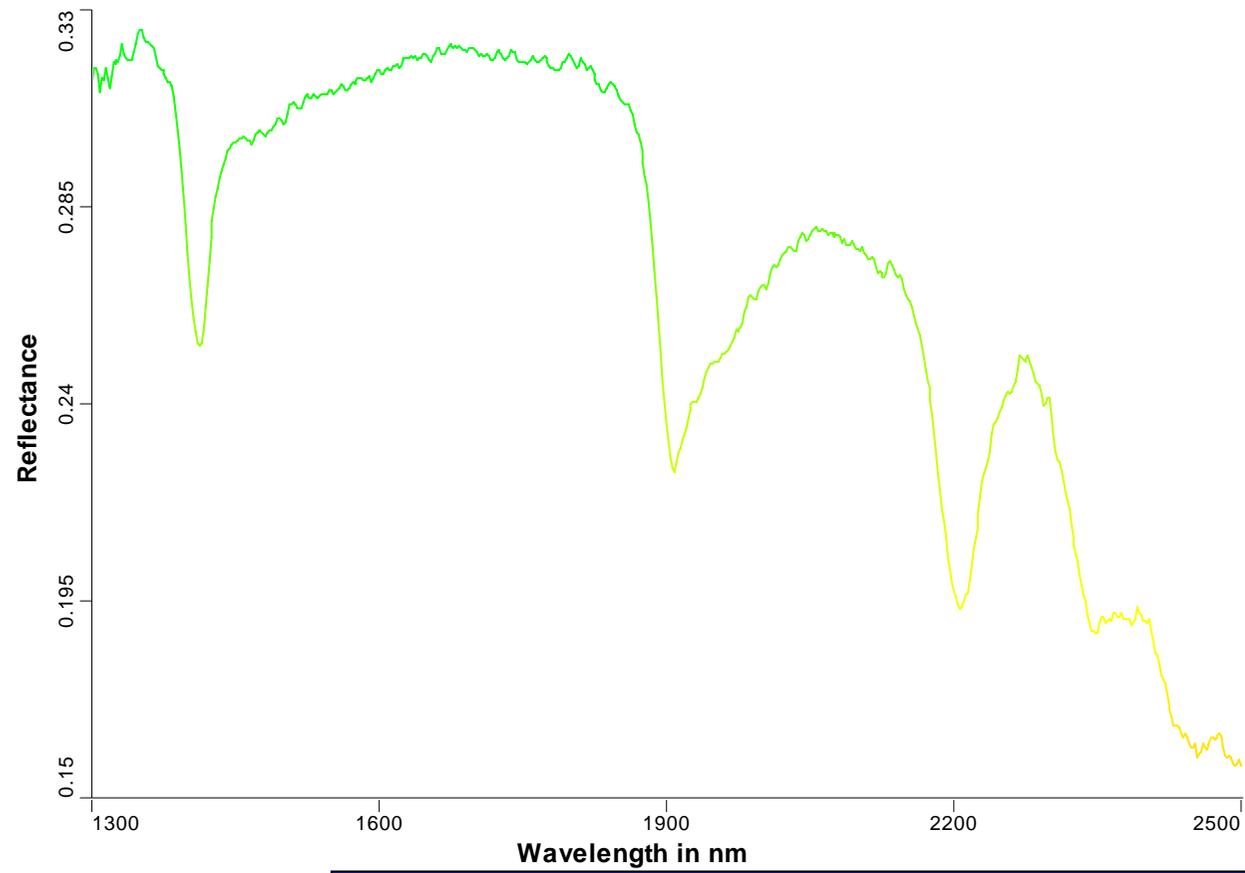
**Muestra N° 5**

**Espectro de la Illita**



**Muestra N° 6**

**Espectro de Illita-Esmectita**



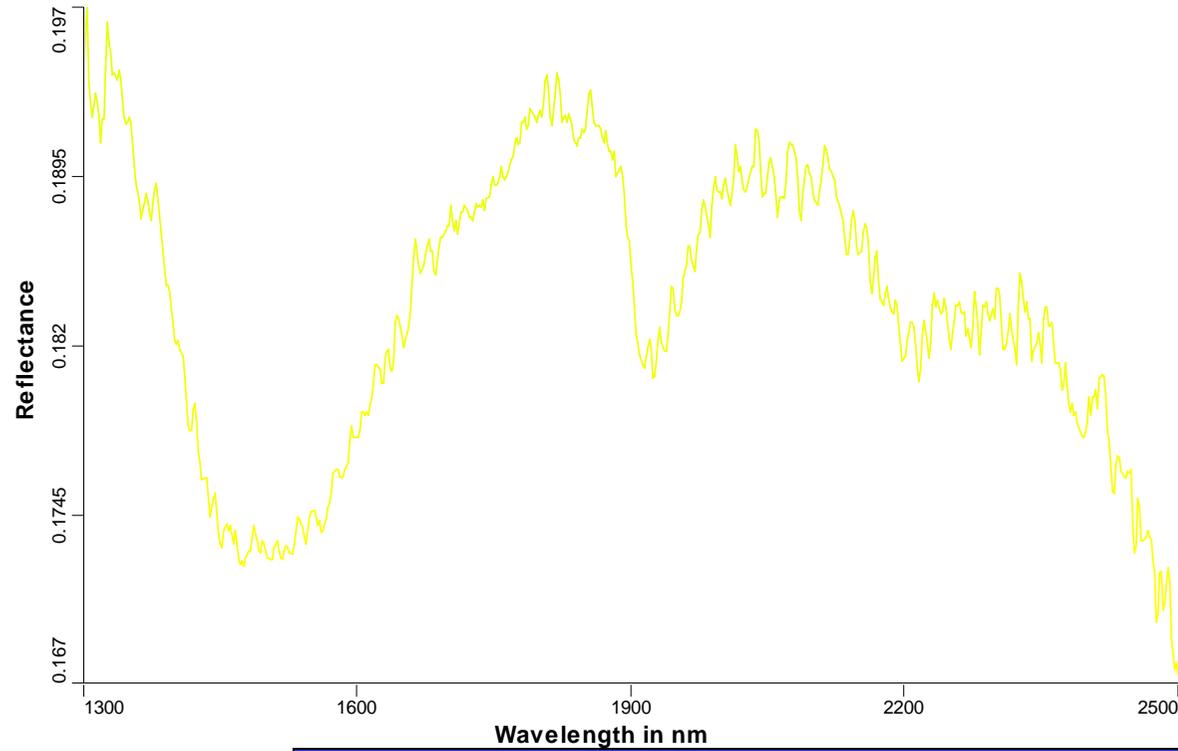
**Muestra N° 7**

**Espectro de Illita-Esmectita**



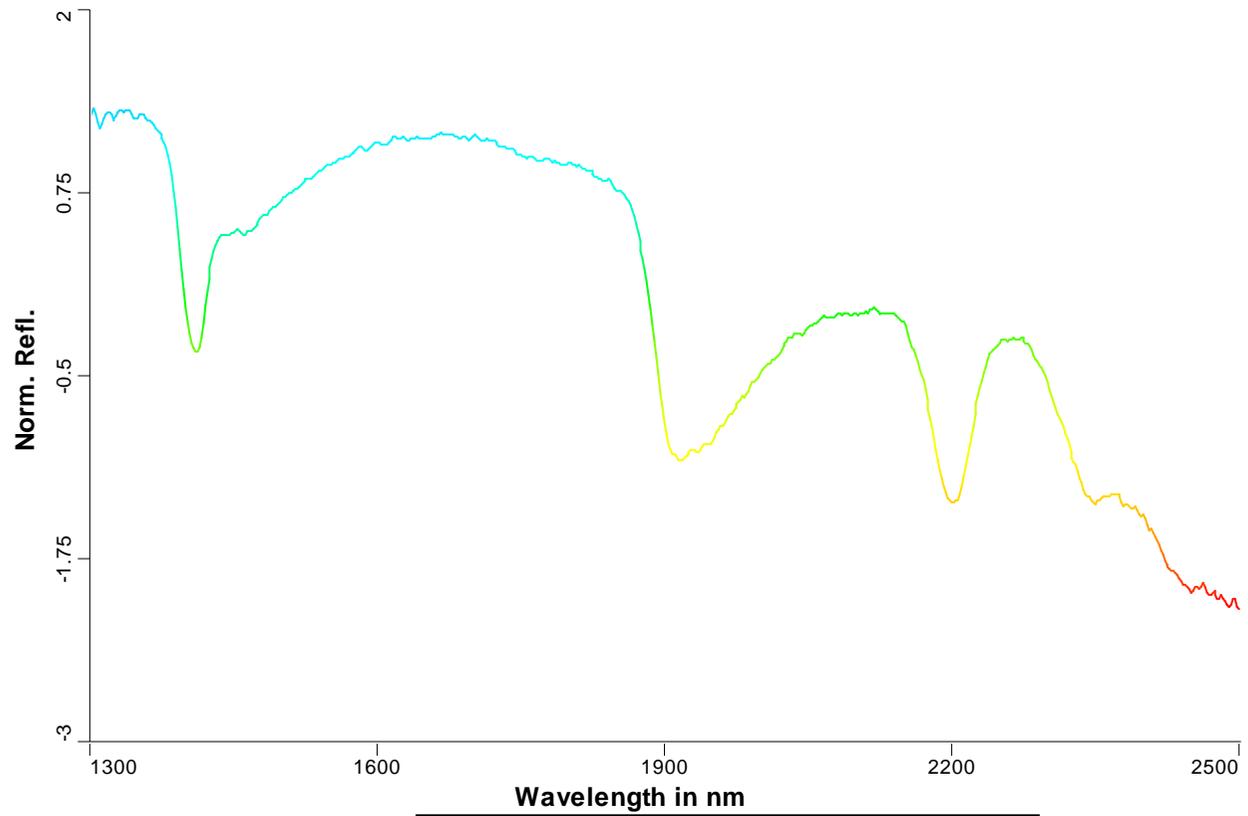
**Muestra N° 8**

**Espectro de la Illita**



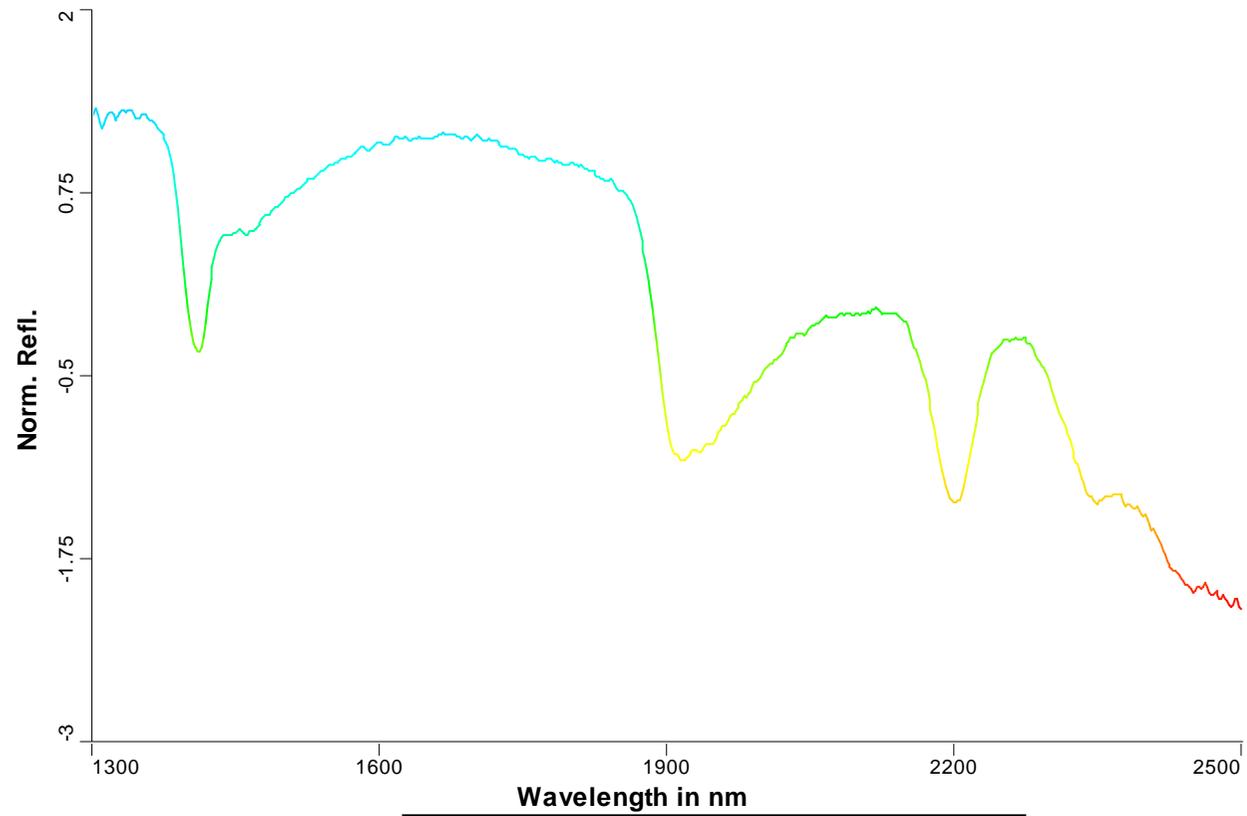
**Muestra N°9**

**Espectro de Anhidrita**



**Muestra N° 10**

**Espectro de la Illita**



**Muestra N° 11**

**Espectro de la Illita**



**Muestra N° 12**

**Espectro de Silice-Opalina**

## **APÉNDICE III**

### **DATAACIONES**

## DATACIONES K-Ar

En el depósito denominado Aurora Augusta, ubicando en la Cuenca Cañete, se realizaron dataciones radiométricas utilizando el método K-Ar (Potasio-Argón). Determinándose edades entre 106 y 116 Ma. (Cretáceo inferior - Albiano) para la muestra AA2 y entre 63 y 68 Ma. (Cretáceo superior – Maastrichtiano) para la muestra AA3. Ambas de las zonas de “*stockwork*” con asociación hidrotermal cuarzo-sericita-clorita. (Vidal 1987). Los resultados se presentan en el siguiente cuadro:

### DATACIONES RADIOMETRICAS (K-Ar)

#### LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS

Muestra	Material Analizado	K (%)	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> (nl/g)	<sup>40</sup> Ar <sub>atmos</sub> (%)	Edad Calculada (Ma +/- Ma)	Latitud Sur	Longitud Norte
AA3	Sericita	5.77	14.32	8	62.8 +/- 1.8	11°59.5'	76°51'
	Sericita	5.77	15.53	10	68.0 +/- 1.9		
AA2	Sericita	2.93	12.43	93	105.9 +/- 39.5	11°59.5'	76°51'
	Sericita	2.93	13.62	84	115.8 +/- 17.9		

Aparentemente no hay coherencia en los datos, pero se asume que el de la muestra AA2 es el correcto ya que los fósiles encontrados en las calizas donde se emplaza el depósito indican una edad Albiano medio. El error de la muestra AA3 puede ser el resultado del recalentamiento del sistema por efecto de los cuerpos intrusivos del batolito de la costa, que circundan el depósito (Padilla, 2004).

## **DATAACION Re-Os**

En la Cuenca Lancones no se han realizado, aún, dataciones de rocas ígneas, ni de alteraciones hidrotermales. Únicamente se efectuó un estudio de datación en los sulfuros masivos (pirita) del depósito TG1 del yacimiento de Tambo Grande (muestra de sondeo diamantino), utilizando el método de Re-Os (Renio y Osmio), determinándose una edad de 165 +/- 17 Ma (Jurásico Superior) para la mineralización de sulfuros masivos. La muestra pertenece a la zona de los lentes de sulfuros masivos volcanogénicos (SMV).

La muestra fue datada por Ryan Mathur (2001) en el laboratorio de Joaquín Ruiz, en la Universidad de Arizona. EE. UU.

## **TABLAS**

## RELACION DE TABLAS

1. Resultados de los Análisis por Óxidos Mayores
2. Resultados de los Análisis por Elementos Menores
3. Resultados de los Análisis por Tierras Raras
4. Relación de Muestras del Estudio Petro-mineralógico de la Cuenca Lancones
- 4-A Relación de Muestras del Estudio Petro-mineralógico de la Cuenca Lancones
5. Resultados de los Estudios de PIMA de la Cuenca Lancones
6. Cuadro Comparativo Entre las Cuencas Lancones, Huarmey y Cañete
7. Cuadro Resumen de Resultados
8. Promedio de Leyes de los Depósitos de SMV Conocidos de la Cuenca Lancones
9. Clasificación de los Depósitos de SMV Conocidos de la Cuenca Lancones
10. Clasificación de los Depósitos de SMV Conocidos de las Cuencas Huarmey y Cañete
11. Tonelaje y Ley de los Diferentes Tipos de SMV, Considerando su Edad de Formación.

TABLA 1 - RESULTADOS DE LOS ANALISIS POR OXIDOS MAYORES (VALORES EXPRESADOS EN %)

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CCPI	LOI	Total
1	Ereo clasto II	Basalto	1	2	Ereo	CBV	48.75	0.72	17.27	11.04	0.18	6.04	14.31	1.48	0.15	0.05	91.29	1.23	97.85
2	Ereo dique	Basalto	1	2	Ereo	CBV	49.71	1.1	17.48	10.1	0.25	4.71	13.34	2.96	0.27	0.08	82.10	1.31	98.97
3	Gabro Sur	Basalto	1	2	Ereo	CBV	51.73	1.38	17.14	13.47	0.26	3.44	8.28	3.29	0.79	0.23	80.56	1.84	98.02
4	Lava Vesic Suyo	Basalto	1	2	Ereo	CBV	50.94	1.3	17.29	12.89	0.15	5.59	8.11	2.71	0.79	0.23	84.08	4.98	95.41
5	Pilow lava Quiroz	Basalto	1	2	Ereo	CBV	51.35	0.83	15.89	11.05	0.26	8.17	7.14	5.08	0.09	0.14	78.80	5.37	95.04
6	Ereo 25947-A01	Andesita	1	2	Ereo	CBV	69.8	0.28	14.37	3.33	0.1	0.85	1	7.34	0.17	0.18	35.76	1.66	99.12
7	Ereo 25948-A02	Basalto	1	2	Ereo	CBV	55.5	0.68	16.04	5.89	0.1	4.05	6.24	6.55	0.99	0.15	56.86	3.4	99.71
8	Ereo 25950-A04	Andesita?	1	1	Ereo	CBV	68.24	0.45	12.84	5.39	0.08	1.2	1.96	6.23	0.11	0.14	50.97	2.79	99.47
9	Ereo 25953-A05	Basalto	1	2	Ereo	CBV	44.52	1.09	14.69	9.15	0.2	5.91	11.4	3.1	1.09	0.23	78.23	8.3	99.86
10	Ereo 25956-A06	Basalto	1	2	Ereo	CBV	50.42	1.19	15.47	12.56	0.16	5.48	8.4	1.99	0.71	0.2	86.98	3.2	99.9
11	Ereo 25955-A07	Andesita	1	2	Ereo	CBV	57.14	0.79	12.55	13.09	0.15	0.76	13.17	0.01	0.04	0.1	99.64	2.01	99.85
12	Ereo 25957-A08	Andesita	1	2	Ereo	CBV	62.89	0.38	16.9	6.07	0.11	1.41	4.83	3.93	1.47	0.23	58.07	1.36	99.73
13	Ereo 25959-A09	Andesita	1	2	Ereo	CBV	59.86	0.89	15.4	8.44	0.1	2.78	3.1	5.94	0.1	0.16	65.01	2.95	99.74
14	Ereo 25960-A10	Tufo	1	2	Ereo	CBV	50.92	0.72	16.52	12.02	0.19	5.52	6.74	2.1	0.13	0.12	88.72	5.06	100.08
15	Ereo 25961-A11	Basalto	1	2	Ereo	CBV	51.95	0.81	13.8	7.4	0.19	8.1	12.85	2.82	0.2	0.11	83.69	1.89	100.23
16	Ereo 25964-A13	Basalto	1	2	Ereo	CBV	35.42	0.56	10.8	7.26	0.4	1.66	20.13	0.36	0.68	0.26	89.56	22.08	99.75
17	Ereo 25965-A14	Basalto	1	2	Ereo	CBV	49.56	0.57	16.92	11.02	0.18	4.73	13.82	1.25	0.29	0.05	91.09	1.65	100.1
18	Ereo 25966-A15	Basalto	1	2	Ereo	CBV	45.97	0.6	18.8	10.46	0.27	4.55	17.11	0.99	0.23	0.06	92.48	1.19	100.28
19	Ereo 25967-A16	Gabro	1	2	Ereo	CBV	48.76	0.6	21.74	7.77	0.16	3.88	12.95	2.33	0.19	0.05	82.22	1.61	100.07
20	Ereo 25968-A17	Andesita	1	2	Ereo	CBV	62.53	0.33	14.95	4.34	0.11	5.75	1.65	1.47	1.3	0.12	78.46	6.79	99.42
21	Ereo 25969-A18	Dacita	1	2	Ereo	CBV	63.32	0.56	14.72	4.32	0.35	1.18	3.94	3.99	1.81	0.13	48.67	5.02	99.55
22	Ereo Basalto 10081-M01	Basalto	1	2	Ereo	CBV	48.75	0.72	17.27	11.04	0.18	6.04	14.31	1.48	0.15	0.05	91.29	1.23	97.85
23	Ereo Dique 10082-M02	Dique	1	2	Ereo	CBV	49.71	1.1	17.48	10.1	0.25	4.71	13.34	2.96	0.27	0.08	82.10	1.31	98.97
24	Ereo Basalto 10085-M03	Basalto	1	2	Ereo	CBV	50.99	0.79	16.65	9.07	0.18	9.06	11.03	1.82	0.27	0.13	89.66	1.84	97.87
25	Ereo Basalto 10094-M04	Basalto	1	2	Ereo	CBV	51.89	0.82	19.15	7.86	0.2	4.79	11.69	3.25	0.22	0.13	78.47	0.71	99.24
26	Ereo Brecha 10099-M05	Brecha	1	2	Ereo	CBV	50.08	0.87	20.82	8.64	0.19	3.62	12.19	2.98	0.49	0.11	77.94	1.63	98.44
27	Ereo Brecha 10045-M06	Brecha	1	2	Ereo	CBV	54.74	0.64	12.98	6.55	0.25	6.76	14.28	3.21	0.43	0.15	78.53	8.44	92.43
28	Ereo Dique 10098-M07	Dique	1	2	Ereo	CBV	56.49	0.63	18.56	8.15	0.16	3.07	8.34	3	1.39	0.2	71.88	0.96	98.61
29	Ereo Basalto 10001-M08	Basalto	1	2	Ereo	CBV	51.73	1.38	17.14	13.47	0.26	3.44	8.28	3.29	0.79	0.23	80.56	1.84	98.02
30	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	73.88	0.21	10.37	2.41	0.04	1.44	1.5	0.19	2.95	0.05	55.08	3.01	99.6
31	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	71.68	0.27	13.26	1041	0.05	0.43	2.42	5.96	0.71	0.06	99.36	2.64	99.05
32	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	71.37	0.17	8.6	8.06	0.08	5.51	0.3	0.09	0.51	0.01	95.77	4.24	99.08
33	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	69.52	0.17	8.57	9.13	0.07	6.62	0.05	0.09	0.12	0.02	98.68	4.7	99.11
34	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	67.71	0.3	13.86	4094	0.08	1.8	1.53	3.52	1.65	0.06	99.87	3.31	99.03
35	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	62.25	0.37	17.85	5.5	0.07	2.81	0.48	2.23	3.11	0.06	60.88	4.26	99.25
36	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	68.41	0.25	11.72	5.75	0.05	2.7	0.92	2.55	1.55	0.05	67.33	4.64	98.83
37	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	71.24	0.22	11.66	4.09	0.05	0.99	1.59	5.49	0.4	0.05	46.31	2.73	98.65
38	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	71.74	0.24	11.97	3.08	0.04	1.1	2.13	5.84	0.08	0.05	41.39	2.55	98.93
39	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	68.85	0.12	11.35	6.3	0.08	5.55	0.23	0.41	1.07	0.04	88.90	4.36	98.57
40	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	63.23	0.18	9.44	12.04	0.08	7.72	0.08	0.05	0.06	0.02	99.45	5.84	98.79

Alberto Ríos

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CCPI	LOI	Total	
41	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	71.97	0.19	8.29	9.38	0.07	4.29	0.14	0.14	0.47	0.04	95.73	3.98	99.04	
42	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	66.52	0.23	11.77	9.66	0.12	1.65	0.31	0.44	1.79	0.05	83.53	5.36	98.46	
43	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	64.87	0.38	15.3	6.36	0.08	2.83	0.37	5.66	0.36	0.08	60.42	2.57	99.04	
44	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	50.25	0.87	16.75	10.81	0.12	8.17	3.5	3.03	1.1	0.05	82.13	4.77	99.84	
45	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	49.44	0.8	15.5	11.66	0.17	6.8	3.9	5.2	0.04	0.13	77.89	5.53	99.26	
46	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	47.25	0.86	15.87	10.76	0.1	8.47	4.59	4.37	0.1	0.06	81.14	5.78	98.25	
47	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	59.65	0.97	15.96	7.55	0.12	2.97	5.07	5	0.07	0.22	67.48	2.29	99.95	
48	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	61.01	0.78	15.45	6.27	0.13	2.75	3.5	3.69	0.99	0.2	65.84	4.37	99.37	
49	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	61.48	0.73	14.11	6.36	0.26	3.56	2.39	0.39	3.57	0.19	71.47	3.64	99.74	
50	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	97.75	0.29	0.21	0.49	-0.01	0.05	0.06	0.02	0.02	0.02	93.10	0.35	99.33	
51	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	93.86	2.61	0.24	0.56	-0.01	0.06	0.05	0.02	0.02	0.02	93.94	1.53	99.79	
52	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	92.43	1.63	0.45	1.44	-0.01	0.05	0.07	0.07	0.06	0.03	91.98	0.89	100.8	
53	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	93.05	0.97	0.27	0.64	-0.01	0.03	0.09	0.01	0.05	0.02	91.78	4.54	99.72	
54	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	95.54	0.81	0.26	1.32	-0.01	0.01	0.05	0.01	0.05	0.02	95.68	1.47	99.66	
55	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	92.15	0.3	0.39	3.02	-0.01	0.05	0.08	-0.01	0.08	0.01	97.77	2.19	98.34	
56	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	94.55	0.46	0.82	0.67	-0.01	0.09	0.1	0.11	0.11	0.02	77.55	0.84	100.01	
57	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	93.76	0.38	0.72	1.1	-0.01	0.06	0.06	0.1	0.15	0.01	82.27	1.17	99.29	
58	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	86.38	0.43	0.42	3.76	-0.01	0.05	0.06	0.08	0.06	0.01	96.46	3.21	99.57	
59	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	61.05	0.76	14.83	7.14	0.15	2.65	4.63	4.65	0.24	0.16	66.69	2.63	98.98	
60	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	58.37	0.84	15.42	8.07	0.14	3.66	2.38	5.55	0.16	0.1	67.26	4.06	98.79	
61	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	56.42	0.77	14.79	7.95	0.16	2.94	4.26	4.2	0.93	0.09	67.98	5.97	98.57	
62	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	55.81	0.85	15.97	9.43	0.15	3.22	8.22	2.62	0.04	0.1	82.63	2.88	99.35	
63	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	61.54	0.74	14.71	6.93	0.12	2.84	5.36	4.12	0.11	0.1	69.79	2.9	99.52	
64	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	51.94	0.77	14.3	12.76	0.17	3.68	6.01	3.87	0.09	0.08	80.59	5.23	99.21	
65	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	48.67	0.97	16.51	10.65	0.14	7	8.98	1.85	0.58	0.09	87.90	4.61	100.15	
66	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	46.92	0.88	14.86	11.05	0.19	8.35	7.86	3.67	0.39	0.19	82.69	4.5	98.96	
67	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	46.35	0.94	15.71	8.15	0.17	10.25	9.24	1.59	1.39	0.19	86.06	5.85	99.4	
68	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	47.58	1.05	75	9.98	0.18	8.84	5.77	4.15	0.51	0.18	80.15	4.58	99.67	
69	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	46.02	0.89	15.14	10.09	0.17	6.78	12.85	2.03	0.69	0.21	86.12	4.21	99.18	
70	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	72.14	0.29	12.09	2.16	0.06	0.69	2.45	5.33	0.57	0.05	32.57	3.12	99.19	
71	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	72.63	0.16	10.56	2.49	0.05	0.55	4.17	0.22	2.64	0.03	51.53	5.24	98.97	
72	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	68.95	0.34	12.78	4.02	0.09	1.03	2.63	3.96	1.27	0.06	49.12	3.73	98.96	
73	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	71.24	0.22	10.23	3.31	0.1	0.78	4.05	3.52	0.8	0.05	48.63	4.36	99.24	
74	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	71.48	0.32	13.02	2.64	0.04	0.81	1.67	5.8	0.41	0.07	35.71	2.4	98.73	
75	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	68.59	0.26	14.29	3.21	0.04	0.78	1.8	7.56	0.08	0.05	34.31	2.58	99.29	
76	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	75.21	0.23	10.74	3.22	0.04	0.5	1.32	4.45	0.61	0.05	42.37	2.65	99.11	
77	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV	65.74	0.54	13.89	3.48	0.11	0.73	4.89	4.81	1.01	0.15	41.97	3.94	99.41	
78	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV	66.23	0.41	12.52	5.46	0.09	1.14	3.46	5.31	0.52	0.1	53.10	3.97	99.3	
79	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	74.22	0.23	12.03	2.68	0.04	0.47	1.19	4.06	1.21	0.03	37.41	2.23	98.54	
80	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	70.85	0.34	12.01	5.23	0.07	3.45	0.28	0.11	2.3	0.08	78.27	3.9	98.81	
81	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV	78.07	0.2	10.93	1.24	0.02	0.27	0.73	4.65	0.88	0.05	21.45	1.47	98.6	
82	3952-Gabro Carrizalillo	gabro	1	2	Ereo	CBV	44.62	0.22	21.85	7.74	0.2	6.86	14.86	0.65	0.24	0.02	94.25	1.75	99.03	
	3951-granodiorita																			
83	Purgatorio	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	58.34	0.59	17.79	7.47	0.18	2.55	7.32	2.57	0.63	0.16	75.79	1.14	98.79	
84	57090-diorita Noque	diorita	1	1	Ereo	CBV	47.89	0.72	20.91	9.34	0.18	3.95	10.49	2.48	0.33	0.07	82.55	2.57	98.98	
	3954-granodiorita Las																			
85	Lomas	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	62.47	0.53	16.01	5.66	0.12	2.33	5.52	3.13	1.88	0.13	61.46	1.19	99.1	

## E.T.S.I.Minas

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CCPI	LOI	Total
86	57091-granodiorita la Huanca	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	64.22	0.43	16.07	4.84	0.15	1.67	5.9	3.52	0.51	0.11	61.76	1.15	98.68
87	3961-Gabro Chilaco	gabro	1	2	Ereo	CBV	49.9	0.46	13.18	9.8	0.18	10.5	12.44	1.14	0.17	0.04	93.94	1.16	99.08
88	3962 - dique andesita	Dique andesita andesita-	1	2	Ereo	CBV	45.57	0.74	21.09	9.27	0.15	3.43	11.28	2.16	1.44	0.13	77.91	3.72	99.08
89	3963 - basalto	basalto	1	2	Ereo	CBV	50.55	0.59	14.66	8.88	0.1	4.85	11.64	1.86	1.77	0.12	79.09	3.67	98.88
90	3964 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	42.86	1	17.12	11.69	0.16	7.27	11.85	1.46	1.5	0.13	86.50	3.99	99.14
91	3965- andesita	andesita	1	2	Ereo	CBV	67.28	0.29	12.69	4.52	0.11	0.69	4.07	0.48	2.42	0.06	64.24	6.38	99.01
92	3967 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	68.59	0.47	13.38	5.92	0.11	0.93	1.57	5.53	0.69	0.12	52.41	1.68	99.07
93	Chungas Carnero	Basalto	2	2	Chungas	CBV	50.99	0.79	16.65	9.07	0.18	9.06	11.03	1.82	0.27	0.13	89.66	1.84	97.87
94	Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV	51.89	0.82	19.15	7.86	0.2	4.79	11.69	3.25	0.22	0.13	78.47	0.71	99.24
95	Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV	50.08	0.87	20.82	8.64	0.19	3.62	12.19	2.98	0.49	0.11	77.94	1.63	98.44
96	Brecha Chungas	Basalto	2	2	Chungas	CBV	54.74	0.64	12.98	6.55	0.25	6.76	14.28	3.21	0.43	0.15	78.53	8.44	92.43
97	Dique Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV	56.49	0.63	18.56	8.15	0.16	3.07	8.34	3	1.39	0.2	71.88	0.96	98.61
98	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	68.54	0.45	11.16	6.23	0.13	5.64	0.38	0.01	1.81	0.12	86.71	4.56	99.02
99	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	70.11	0.32	12.53	4.44	0.15	2.76	0.38	1.25	4.37	0.08	56.16	2.71	99.1
100	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	70.91	0.38	12.31	4.41	0.11	2.65	0.75	3.95	0.73	0.07	60.14	2.63	98.9
101	Billiton	Billiton	2	2	Chungas	CBV	46.25	0.8	14.79	9.71	0.39	9.87	7.31	3.39	1.9	9	78.73	4.57	99.07
102	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	72.62	0.31	12.17	3.72	0.07	2.8	0.28	3.13	1.21	0.06	60.04	2.64	99.01
103	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	68.17	0.58	11.76	3.92	0.01	0.03	0.14	0.09	9.46	0.16	29.26	4.42	98.73
104	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	68.07	0.47	13.61	4.58	0.13	3.18	0.73	5.48	0.16	0.1	57.91	2.59	99.1
105	Billiton Carrizalillo	Carrizalillo	2	1	Chungas	CBV	78.29	0.1	12.29	0.82	0.05	0.28	0.17	1.21	2.93	0.023	20.99	2.34	98.5
106	Billiton Tejedores	Tejedores	2	2	Chungas	CBV	54.8	0.83	17.26	8.19	0.1	2.77	4.49	4.18	2.75	0.24	61.26	3.15	98.76
107	Billiton Tejedores	Tejedores	2	1	Chungas	CBV	74.34	0.32	7.7	10.32	0.05	0.44	0.31	0.03	1.97	0.13	84.33	2.91	98.52
108	Billiton Carrizalillo	Carrizalillo	2	1	Chungas	CBV	69.33	0.53	14.08	4.49	0.14	0.83	0.62	6.06	0.57	0.14	44.52	1.88	98.67
109	Billiton Tejedores	Tejedores	2	1	Chungas	CBV	78.82	0.48	6.23	5.86	0.23	0.39	4.9	0.01	0.27	0.1	95.71	1.82	99.1
110	Billiton Leones	Leones	2	1	Chungas	CBV	76.68	0.5	11.79	1.31	0.01	0.2	0.65	2.82	4.04	0.17	18.04	1.28	99.45
111	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	53.99	0.95	17.55	10.47	0.17	4.6	7.63	3.7	0.82	0.11	76.93	2.77	97.42
112	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	54.19	1.24	13.7	15.47	0.28	4.11	5.76	4.78	0.4	0.07	79.08	3.84	96.33
113	Dique Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	60.69	1.09	13.49	12.24	0.26	2.83	4.47	4.28	0.54	0.1	75.77	3.84	96.39
114	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	59.92	0.55	18.08	6.53	0.12	2.67	7.64	3.37	0.94	0.17	68.10	1.83	98.47
115	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	72.8	0.38	12.46	5.49	0.11	1	1.98	4.85	0.85	0.08	53.24	3.19	97.12
116	Bocana 25949-A03	Ignimbrita piroclasto andesita	3	2	Cabuyal	CVS	53.62	0.99	16.66	9.43	0.14	3.79	5.03	2.55	3.3	0.21	69.32	4.01	99.88
117	Bocana 25963-A12	andesita	3	2	Cabuyal	CVS	55.44	0.27	7.02	5.78	0.34	1.18	14.56	0.12	0.45	0.12	92.43	14.45	99.79
118	Bocana Lava 10063-M09 Bocana PillowLava 10057- M10	Lava Pillow Lava	3	2	Cabuyal	CVS	50.94	1.3	17.29	12.89	0.15	5.59	8.11	2.71	0.79	0.23	84.08	4.98	95.41
119	Bocana Lava 10031-M11	Lava	3	2	Cabuyal	CVS	59.87	0.51	18.01	7.41	0.22	2.88	7.42	3.2	0.38	0.11	74.19	0.65	99.39
121	Bocana Andesita 10020-M12	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	53.99	0.95	17.55	10.47	0.17	4.6	7.63	3.7	0.82	0.11	76.93	2.77	97.42
122	Bocana Andesita 10038-M13	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	54.19	1.24	13.7	15.47	0.28	4.11	5.76	4.78	0.4	0.07	79.08	3.84	96.33
123	Bocana Andesita 10035-M14	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	60.69	1.09	13.49	12.24	0.26	2.83	4.47	4.28	0.54	0.1	75.77	3.84	96.39
124	Bocana Andesita 10040-M15	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	59.92	0.55	18.08	6.53	0.12	2.67	7.64	3.37	0.94	0.17	68.10	1.83	98.47
125	Bocana Dacita 10037-M16	Dacita	3	1	Cabuyal	CVS	72.8	0.38	12.46	5.49	0.11	1	1.98	4.85	0.85	0.08	53.24	3.19	97.12
126	Bocana Dique 10052-M17	Dique	3	1	Cabuyal	CVS	72.29	0.39	13.76	3.5	0.07	1.06	1.61	4.86	2.37	0.09	38.68	2.24	98.08
127	Bocana Dique 10053-M18	Dique	3	1	Cabuyal	CVS	67.68	0.61	13.97	6.37	0.12	1.77	2.84	4.99	1.47	0.18	55.75	3.73	96.63
128	Bocana Dique 10054-M19	Dique	3	1	Cabuyal	CVS	67.58	0.41	16.63	3.39	0.07	0.89	4.32	3.7	2.86	0.15	39.48	4.76	95.59
129	Bocana Dique 10055-M20	Dique	3	2	Cabuyal	CVS	51.09	0.69	20.43	8.99	0.18	5.01	9	3.04	1.46	0.11	75.68	5.48	94.94
130	Bocana Dique 10056-M21	Dique	3	2	Cabuyal	CVS	53.03	0.99	17.05	11.02	0.16	6.52	7.32	3.36	0.45	0.11	82.15	4.21	96.18

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CCPI	LOI	Total
131	RC-00-01 57214	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	47.55	0.71	17.73	9.47	0.28	5.18	6.06	1.97	2.41	0.13	76.98	7.4	99.13
132	RC-00-01 57215	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	53.09	0.76	16.16	9.28	0.31	4.1	6.19	3.04	1.24	0.07	75.76	4.37	98.68
133	RC-00-01 57218	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	48.49	0.62	15.62	8.74	0.42	4.45	10.08	2.58	1.72	0.12	75.41	6.1	99.03
134	RC-00-01 57220	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	52.05	0.6	12.11	10.79	0.61	6.58	4.33	1.97	1.87	0.07	81.90	7	98.09
135	RC-00-01 57223	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	51.84	0.9	16.57	9.94	0.24	4.38	5.46	3	1.53	0.13	75.97	4.52	98.58
136	RC-00-01 57225	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	46.68	0.68	15.84	11.5	0.25	8.25	7.79	1.58	1.08	0.06	88.13	5.74	99.49
137	RC-00-01 57228	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	48.68	0.94	15.1	12.34	0.67	6.49	4.59	1.66	1.99	0.1	83.76	6.46	99.14
138	RC-00-01 57233	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	49.73	0.82	15.19	12.84	0.43	4.33	6.2	2.24	0.98	0.09	84.21	5.99	98.91
139	RC-03-01 57257	Mafica?	3	1	Cabuyal	CVS	70.27	0.4	12.61	4.11	0.16	1.95	1.6	4.19	0.5	0.07	56.37	3.15	99.03
140	RC-03-01 57258	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	70.68	0.41	12.57	4.12	0.15	1.96	1.64	4.13	0.5	0.07	56.77	3.12	99.36
141	RC-03-01 57259	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	70.98	0.41	12.77	3.78	0.13	1.68	2.08	4.34	0.62	0.08	52.40	2.58	99.55
142	RC-03-01 57262	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	50.72	0.8	16.51	11.13	0.44	5.29	6.23	3.05	0.4	0.08	82.64	4.93	99.6
143	RC-03-01 57264	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	52.94	0.8	16.23	10.75	0.31	4.95	6.76	2.54	0.53	0.12	83.64	3.23	99.17
144	RC-03-01 57265	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	66.74	0.44	13.1	4.68	0.2	2.36	2.88	3.54	1.15	0.06	60.02	3.37	98.59
145	RC-03-01 57266	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	66.43	0.44	11.89	5.79	0.24	2.61	3.7	2.52	1.35	0.07	68.46	4	99.04
146	RC-03-01 57268	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	56.71	0.49	12.53	7.37	0.35	4.13	7.08	1.94	1.47	0.08	77.13	6.12	98.27
147	RC-03-01 57274	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	56.42	0.59	14.61	8.61	0.53	5.35	3.79	2.78	1.02	0.1	78.60	5.59	99.39
148	RC-05-04 57234	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	62.64	0.69	14.71	5.98	0.17	2.01	4.19	5.26	0.07	0.09	59.98	3.67	99.48
149	RC-05-04 57236	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	70.77	0.44	11	5.72	0.15	1.06	5.64	2.05	0.06	0.09	76.27	2.59	99.58
150	RC-05-04 57237	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	68.83	0.4	12.57	4.59	0.12	0.95	5.96	3.54	0.19	0.08	59.76	2.42	99.66
151	RC-05-04 57238	Mafica?	3	1	Cabuyal	CVS	65.17	0.42	13.06	6.24	0.16	1.75	4.51	3.68	0.14	0.07	67.65	3.5	98.72
152	RC-05-04 57241	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	56.18	0.69	15.96	8.03	0.13	2.89	7.99	4.55	0.28	0.08	69.33	2.69	99.49
153	RC-05-04 57243	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	52.9	0.78	15.65	10.03	0.12	3.52	9.72	3.69	0.31	0.1	77.21	2.46	99.29
154	RC-05-03 57312	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	52.55	0.99	14.78	11.7	0.17	3.48	9.26	2.13	0.29	0.11	86.25	3.26	98.73
155	RC-05-03 57314	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	57.3	1.12	14.38	12.35	0.2	2.98	7.52	2.22	0.44	0.13	85.21	0.87	99.56
156	RC-05-03 57315	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	53.83	1	14.97	12.03	0.19	4	9.67	1.87	0.48	0.1	87.21	1.03	99.18
157	RC-05-03 57316	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	52.28	0.98	14.83	11.27	0.19	3.42	9.68	1.61	0.65	0.11	86.67	4.12	99.15
158	RC-05-03 57319	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	54.46	0.86	16.15	10.52	0.17	3.03	9.37	2.44	0.3	0.11	83.18	1.75	99.19
159	RC-05-03 57321	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	54.95	0.96	15.34	11.38	0.17	4.04	7.99	2.14	0.26	0.12	86.53	2.36	99.72
160	RC-05-03 57323	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	54.97	1.01	14.68	13.58	0.19	4.85	6.95	2.43	0.29	0.11	87.14	0.21	99.29
161	RC-05-03 57324	Int-granodiorita	3	4	Cabuyal	CVS	61.23	0.74	14.14	9.18	0.15	3.15	5.18	2.78	0.68	0.11	78.09	1.88	99.26
162	RC-05-02 57276	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	58.58	0.67	15.74	8.26	0.13	2.5	5.32	3.38	0.3	0.08	74.52	4.58	99.58
163	RC-05-02 57277	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	63.59	0.51	12.24	7.83	0.18	1.37	6.76	2.31	0.08	0.11	79.38	3.47	98.48
164	RC-05-02 57278	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	62.19	0.62	14.72	5.75	0.17	2.01	5.06	4.76	0.15	0.08	61.25	3.64	99.15
165	RC-05-02 57279	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	60.28	0.64	13.32	8.36	0.2	1.77	6.2	3.05	0.19	0.13	75.77	4.1	98.26
166	RC-05-02 57280	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	65.44	0.46	13.3	5.64	0.12	1.21	6.87	3.19	0.14	0.1	67.29	2.7	99.18
167	RC-05-02 57281	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	51.63	0.42	10.02	13.54	0.27	1.9	17.2	0.36	0.07	0.22	97.29	3.57	99.21
168	RC-05-02 57284	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	57.02	1.06	14.93	8.84	0.12	3.67	8.66	3.31	0.3	0.13	77.61	1.65	99.71
169	RC-05-02 57295	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	55.97	0.92	15.55	9.02	0.12	3.53	8.92	3.15	0.4	0.12	77.95	1.88	99.6
170	RC-05-02 57302	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	56.6	0.91	15.25	9.2	0.13	4.33	8.09	3.11	0.44	0.12	79.22	1.68	99.87
171	RC-05-02 57303	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	56.37	0.98	13.94	12	0.16	4.76	6.01	1.67	0.33	0.11	89.34	2.78	99.12
172	RC-12-01 57305	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	49.01	0.7	16.48	11.64	0.25	2.98	9.76	0.14	0.06	0.1	98.65	8.42	99.57
173	RC-12-01 57307	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	50.89	0.76	15.52	14.48	0.28	4.14	7.07	1.06	0.19	0.1	93.71	4.34	98.85
174	RC-12-01 57309	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	48.95	0.96	16.35	14.54	0.25	4.71	9.96	0.91	0.11	0.11	94.97	2.53	99.41
175	RC-12-01 57311	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	50.08	0.89	16.93	14.6	0.17	4.61	8.6	1.43	0.16	0.1	92.36	2.26	99.85

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CCPI	LOI	Total
176	RC-03-03 57376	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	48.71	0.83	16.9	11.13	0.18	5.54	10.22	2.24	0.25	0.09	87.00	3.58	99.7
177	RC-03-03 57377	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	49.18	0.83	16.65	11.74	0.2	5.82	10.47	1.78	0.14	0.07	90.14	2.64	99.53
178	RC-03-03 57379	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	46.59	0.72	19.36	9.2	0.11	4.8	9.81	2.63	0.16	0.07	83.38	5.63	99.12
179	RC-03-03 57380	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	47.01	0.76	18.65	9.81	0.15	4.75	9.6	3.21	0.13	0.07	81.34	5.48	99.63
180	RC-03-03 57382	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	50.73	0.7	16.39	8.86	0.15	4.48	8.06	2.88	0.27	0.1	80.90	4.73	97.37
181	RC-05-01 57244	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	72.76	0.27	12.1	4.52	0.11	0.3	2.41	3.65	0.6	0.08	53.14	2.87	99.71
182	RC-05-01 57245	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	62.02	0.35	12.33	6.95	0.28	1.41	7.93	3.68	0.72	0.12	65.52	3.83	99.71
183	RC-05-01 57246	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	69.58	0.29	12.47	3.98	0.05	1	2.59	4.53	0.92	0.05	47.75	3.17	98.67
184	RC-05-01 57249	Máfico	3	2	Cabuyal	CVS	59.59	0.6	15.23	6.58	0.12	2.5	7.16	4.24	0.49	0.08	65.75	2.91	99.55
185	Lava Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS	59.87	0.51	18.01	7.41	0.22	2.88	7.42	3.2	0.38	0.11	74.19	0.65	99.39
186	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	72.29	0.39	13.76	3.5	0.07	1.06	1.61	4.86	2.37	0.09	38.68	2.24	98.08
187	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	67.68	0.61	13.97	6.37	0.12	1.77	2.84	4.99	1.47	0.18	55.75	3.73	96.63
188	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	67.58	0.41	16.63	3.39	0.07	0.89	4.32	3.7	2.86	0.15	39.48	4.76	95.59
189	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	67.64	0.42	16.6	3.37	0.08	0.91	4.34	3.66	2.83	0.15	39.74	4.85	95.08
190	Dique Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS	51.09	0.69	20.43	8.99	0.18	5.01	9	3.04	1.46	0.11	75.68	5.48	94.94
191	Dique Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS	53.03	0.99	17.05	11.02	0.16	6.52	7.32	3.36	0.45	0.11	82.15	4.21	96.18

**TABLA 2 - RESULTADOS DE LOS ANALISIS POR ELEMENTOS MENORES (VALORES EXPRESADOS EN PPM)**

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	K	Nb	Be	{10}Be
1	Ereo clasto II	Basalto	1	2	Ereo	CBV	10	203	110				49				3		
2	Ereo dique	Basalto	1	2	Ereo	CBV	8	190	217				56				3		
3	Gabro Sur	Basalto	1	2	Ereo	CBV	23	614	300				97				4		
4	Lava Vesic Suyo	Basalto	1	2	Ereo	CBV	14	636	268				94				4		
5	Pilow lava Quiroz	Basalto	1	2	Ereo	CBV	5	153	110				91				5		
6	Ereo 25947-A01	Andesita	1	2	Ereo	CBV	34	210					5	0		0.04	0		7.1
7	Ereo 25948-A02	Basalto	1	2	Ereo	CBV	34	902					18	16		0.11	12		38.1
8	Ereo 25950-A04	Andesita?	1	1	Ereo	CBV	28	185					9	14		0.03	0		17.5
9	Ereo 25953-A05	Basalto	1	2	Ereo	CBV	36	1499					13	15		0.04	10		32.6
10	Ereo 25956-A06	Basalto	1	2	Ereo	CBV	22	1046					11	11		0.08	15		39
11	Ereo 25955-A07	Andesita	1	2	Ereo	CBV	12	87					6	18		0.01	11		38.3
12	Ereo 25957-A08	Andesita	1	2	Ereo	CBV	61	1208					0	-5		0.74	0		4.5
13	Ereo 25959-A09	Andesita	1	2	Ereo	CBV	26	159					17	22		0.02	9		33
14	Ereo 25960-A10	Tufo	1	2	Ereo	CBV	16	146					2	19		0.06	6		40.6
15	Ereo 25961-A11	Basalto	1	2	Ereo	CBV	20	482					4	7		0.05	3		37.8
16	Ereo 25964-A13	Basalto	1	2	Ereo	CBV	19	1148					0	13		0.4	25		16.2
17	Ereo 25965-A14	Basalto	1	2	Ereo	CBV	20	263					0	7		0.05	4		43.9
18	Ereo 25966-A15	Basalto	1	2	Ereo	CBV	18	223					0	14		0.1	3		42.7
19	Ereo 25967-A16	Gabro	1	2	Ereo	CBV	19	228					0	6		0.05	2		37
20	Ereo 25968-A17	Andesita	1	2	Ereo	CBV	52	658					2	0		0.24	0		8
21	Ereo 25969-A18	Dacita	1	2	Ereo	CBV	74	1652					2	7		0.44	1		15.6
22	Ereo Basalto 10081-M01	Basalto	1	2	Ereo	CBV	10	203	110				49				3		
23	Ereo Dique 10082-M02	Dique	1	2	Ereo	CBV	8	190	217				56				3		
24	Ereo Basalto 10085-M03	Basalto	1	2	Ereo	CBV	13	474	198				73				5		
25	Ereo Basalto 10094-M04	Basalto	1	2	Ereo	CBV	8	259	410				74				3		
26	Ereo Brecha 10099-M05	Brecha	1	2	Ereo	CBV	20	478	276				74				4		
27	Ereo Brecha 10045-M06	Brecha	1	2	Ereo	CBV	13	225	263				74				5		
28	Ereo Dique 10098-M07	Dique	1	2	Ereo	CBV	39	665	442				85				3		
29	Ereo Basalto 10001-M08	Basalto	1	2	Ereo	CBV	23	614	300				97				4		
30	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	63	10000	142				125						
31	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	41	961	72				175						
32	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	26	988	-5				132						
33	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	17	187	-5				128						
34	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	63	2119	73				181						
35	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	93	1967	48				270						
36	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	51	1718	147				174						
37	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	33	659	88				140						
38	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	22	383	90				163						
39	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV		798	40				41						
40	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	14	134	-5				124						

E.T.S.I.Minas

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	K	Nb	Be	{10}Be
41	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	21	445	-5				110						
42	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	48	5128	50				165						
43	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	33	1166	64				213						
44	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	26	3579	333				54						
45	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	13	525	104				40						
46	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV		187	16				12						
47	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	21	231	230				128						
48	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	40	1736	166				147						
49	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV	61	10000	225				130						
50	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	31	-50	40				216						
51	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	26	7522	132				128						
52	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	25	10000	211				196						
53	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	31	-50	48				189						
54	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	31	-50	59				160						
55	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	25	-50	73				193						
56	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	24	10000	146				261						
57	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	34	10000	124				199						
58	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV	19	10000	97				184						
59	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	24	246	192				132						
60	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	11	99	88				76						
61	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	41	473	52				103						
62	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	9	89	207				80						
63	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	16	89	159				90						
64	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	9	2690	123				67						
65	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	17	246	400				59						
66	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	21	217	328				49						
67	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	47	463	190				70						
68	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	24	286	271				73						
69	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV	29	414	336				55						
70	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	41	1852	103				192						
71	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	68	1468	34				175						
72	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	56	325	78				212						
73	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	35	5143	140				163						
74	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	31	148	42				207						
75	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	29	69	56				176						
76	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	31	266	68				147						
77	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV	39	481	233				138						
78	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV	32	285	64				155						
79	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	53	778	112				209						
80	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV	66	1429	-5				170						
81	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV	64	187	30				167						
82	3952-Gabro Carrizalillo	gabro	1	2	Ereo	CBV	4	123	200	145		25	10.5		20				
83	3951-granodiorita Purgatorio	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	16.2	284	362	70		5	45.5		15				
84	57090-diorita Noque	diorita	1	1	Ereo	CBV	3.6	269	288	255		10	32		70				
85	3954-granodiorita Las Lomas	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	60.6	829	375	100		15	91		30				

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	K	Nb	Be	{10}Be
86	57091-granodiorita la Huanca	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	5.6	611	411	65		5	65		20				
87	3961-Gabro Chilaco	gabro	1	2	Ereo	CBV	2.4	96.5	101	205		90	23		115				
88	3962 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	34.2	556	460	180		5	44		30				
89	3963 - basalto	andesita-basalto	1	2	Ereo	CBV	34.6	932	299	170		80	92		35				
90	3964 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	38.6	782	323	370		20	43		60				
91	3965- andesita	andesita	1	2	Ereo	CBV	76.6	307	86	-5		5	138		15				
92	3967 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	10	561	199	-5		-5	129		15				
93	Chungas Carnero	Basalto	2	2	Chungas	CBV	13	474	198				73				5		
94	Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV	8	259	410				74				3		
95	Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV	20	478	267				74				4		
96	Brecha Chungas	Basalto	2	2	Chungas	CBV	13	225	263				74				5		
97	Dique Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV	39	665	442				85				3		
98	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	36	1260	2				252						
99	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	62	3100	28				246						
100	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	22	445	10				270						
101	Billiton	Billiton	2	2	Chungas	CBV	36	900	92				48						
102	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	28	705	12				315						
103	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	86	6430	92				177						
104	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV	10	120	22				258						
105	Billiton Carrizalillo	Carrizalillo	2	1	Chungas	CBV	70	1230	18				111						
106	Billiton Tejedores	Tejedores	2	2	Chungas	CBV	58	920	266				96						
107	Billiton Tejedores	Tejedores	2	1	Chungas	CBV	40	1280	20				243						
108	Billiton Carrizalillo	Carrizalillo	2	1	Chungas	CBV	14	375	124				183						
109	Billiton Tejedores	Tejedores	2	1	Chungas	CBV	14	440	126				75						
110	Billiton Leones	Leones	2	1	Chungas	CBV	56	7390	124				168						
111	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	19	475	295				90				3		
112	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	5	568	148				86				1		
113	Dique Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	13	369	203				95				3		
114	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	47	315	451				94				3		
115	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS	17	298	122				148				4		
116	Bocana 25949-A03	Ignimbrita piroclasto	3	2	Cabuyal	CVS	93	1249					25	15		0.29	9		29.7
117	Bocana 25963-A12	andesita	3	2	Cabuyal	CVS	23	497					1	7		0.11	0		10.1
118	Bocana Lava 10063-M09	Lava	3	2	Cabuyal	CVS	14	636	268				94				4		
119	Bocana PillowLava 10057-M10	Pillow Lava	3	2	Cabuyal	CVS	5	153	110				91				5		
120	Bocana Lava 10031-M11	Lava	3	2	Cabuyal	CVS	14	426	310				94				3		
121	Bocana Andesita 10020-M12	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	19	475	295				90				3		
122	Bocana Andesita 10038-M13	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	5	568	148				86				1		
123	Bocana Andesita 10035-M14	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	13	369	203				95				3		
124	Bocana Andesita 10040-M15	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS	47	315	451				94				3		
125	Bocana Dacita 10037-M16	Dacita	3	1	Cabuyal	CVS	17	298	122				148				4		
126	Bocana Dique 10052-M17	Dique	3	1	Cabuyal	CVS	40	757	137				181				7		
127	Bocana Dique 10053-M18	Dique	3	1	Cabuyal	CVS	18	779	156				169				5		
128	Bocana Dique 10054-M19	Dique	3	1	Cabuyal	CVS	69	883	254				164				6		
129	Bocana Dique 10055-M20	Dique	3	2	Cabuyal	CVS	36	839	406				73				4		
130	Bocana Dique 10056-M21	Dique	3	2	Cabuyal	CVS	11	307	282				81				2		

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	K	Nb	Be	{10}Be
131	RC-00-01 57214	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	40.8	1155	202	290	46	20	31		85	1.76	-1		
132	RC-00-01 57215	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	19.2	641	196	255	39	20	54.5		80	0.91	-1		
133	RC-00-01 57218	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	21.6	912	180	230	23	15	37.5		40	1.2	-1		
134	RC-00-01 57220	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	25.8	973	69.9	230	89	30	25		905	1.35	-1		
135	RC-00-01 57223	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	21.8	526	195	245	37	15	53.5		45	1.02	1		
136	RC-00-01 57225	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	17.2	475	196	295	82	40	37		65	0.89	-1		
137	RC-00-01 57228	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	31.2	952	100	330	54	25	52		210	1.43	-1		
138	RC-00-01 57233	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	16.2	606	245	285	49	15	59.5		405	0.74	-1		
139	RC-03-01 57257	Mafica?	3	1	Cabuyal	CVS	9.2	329	151	65	61	20	88		50	0.37	1		
140	RC-03-01 57258	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	8.8	406	162	65	59	15	89.5		50	0.35	1		
141	RC-03-01 57259	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	9.6	805	206	40	68	10	108		60	0.46	1		
142	RC-03-01 57262	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	7	140	263	315	32	10	49		45	0.24	-1		
143	RC-03-01 57264	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	9.6	312	216	315	26	15	47.5		40	0.32	1		
144	RC-03-01 57265	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	23.8	1020	127	75	131	15	91.5		25	0.82	1		
145	RC-03-01 57266	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	25	215	55.8	80	92	15	89		25	0.94	1		
146	RC-03-01 57268	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	32.6	187.5	82.9	140	94	20	57		80	1.03	1		
147	RC-03-01 57274	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	22.4	248	135	210	88	20	67.5		75	0.72	32		
148	RC-05-04 57234	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	1.6	48.5	88.7	175	42	20	60		80	0.03	1		
149	RC-05-04 57236	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	1.2	56.5	140	115	115	20	65.5		15	0.02	1		
150	RC-05-04 57237	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	4	81.5	150	190	67	30	88.5		20	0.08	1		
151	RC-05-04 57238	Mafica?	3	1	Cabuyal	CVS	3.6	113	122	230	88	25	143		50	0.08	1		
152	RC-05-04 57241	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	5	255	218	225	50	20	45		55	0.17	1		
153	RC-05-04 57243	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	5.8	214	206	280	35	20	94		50	0.21	-1		
154	RC-05-03 57312	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	4.8	354	188	320	41	15	59.5		95	0.22	-1		
155	RC-05-03 57314	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	7.2	465	233	220	69	20	63.5		100	0.3	1		
156	RC-05-03 57315	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	8.4	439	214	320	68	20	47.5		95	0.32	1		
157	RC-05-03 57316	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	13.4	362	251	295	44	20	43		85	0.49	-1		
158	RC-05-03 57319	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	5.8	322	201	290	55	20	38.5		85	0.21	1		
159	RC-05-03 57321	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	4.4	261	191	250	72	20	54.5		85	0.16	1		
160	RC-05-03 57323	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	7.4	179	154	355	56	15	45.5		105	0.19	-1		
161	RC-05-03 57324	Int-granodiorita	3	4	Cabuyal	CVS	16.2	656	196	155	73	15	85		70	0.46	1		
162	RC-05-02 57276	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	7.2	587	217	175	44	25	54		75	0.2	1		
163	RC-05-02 57277	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	1.6	500	198	240	56	35	75.5		45	0.04	1		
164	RC-05-02 57278	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	3	433	131	165	42	25	65		95	0.09	1		
165	RC-05-02 57279	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	4	344	211	350	50	45	76		35	0.13	1		
166	RC-05-02 57280	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	3	591	174	200	99	30	82		25	0.08	1		
167	RC-05-02 57281	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	1.2	496	212	955	75	75	62.5		35	0.04	1		
168	RC-05-02 57284	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	4.8	293	207	275	46	20	47.5		70	0.21	1		
169	RC-05-02 57295	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	9	461	211	265	56	20	59		80	0.28	1		
170	RC-05-02 57302	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	10.8	322	181	295	54	20	62.5		80	0.36	1		
171	RC-05-02 57303	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	7.8	330	155	385	45	25	72.5		100	0.26	1		
172	RC-12-01 57305	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	1.6	71	311	320	89	20	44		40	0.02	1		
173	RC-12-01 57307	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	6.2	173	275	250	131	25	63		330	0.22	2		
174	RC-12-01 57309	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	2.6	169.5	296	365	69	25	48		60	0.3	1		
175	RC-12-01 57311	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	3.6	160	314	305	65	30	49		185	0.08	1		

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	K	Nb	Be	{10}Be
176	RC-03-03 57376	Máfica	3	2	Cabuyal	CVS	3.4	227	263	375	71	20	29.5		85	0.17	-1		
177	RC-03-03 57377	Máfica	3	2	Cabuyal	CVS	2.4	162	243	395	59	20	30.5		85	0.06	1		
178	RC-03-03 57379	Máfica	3	2	Cabuyal	CVS	3	213	322	310	40	25	23		75	0.16	-1		
179	RC-03-03 57380	Máfica	3	2	Cabuyal	CVS	2.4	170	220	330	38	25	27		80	0.06	-1		
180	RC-03-03 57382	Máfica	3	2	Cabuyal	CVS	4.6	302	214	250	52	20	50		70	0.15	1		
181	RC-05-01 57244	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	11.6	527	124	125	47	35	90.5		45	0.58	2		
182	RC-05-01 57245	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	11.8	814	248	405	42	50	86.5		45	0.6	2		
183	RC-05-01 57246	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	11.8	495	89.8	40	46	25	88.5		35	0.74	1		
184	RC-05-01 57249	Máfico	3	2	Cabuyal	CVS	6.8	628	207	150	71	25	57.5		50	0.33	1		
185	Lava Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS	14	426	310				94						3
186	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	40	757	137				181						7
187	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	18	779	156				169						5
188	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	69	883	254				164						6
189	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS	68	892	255				163						6
190	Dique Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS	36	839	406				73						4
191	Dique Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS	11	307	282				81						2

TABLA 3 - RESULTADOS DE LOS ANALISIS POR TIERRAS RARAS (VALORES EXPRESADOS EN PPM)

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y	Cs	Th	U	Hf	Al
1	Ereo clasto II	Basalto	1	2	Ereo	CBV													25					28.16
2	Ereo dique	Basalto	1	2	Ereo	CBV													20					23.40
3	Gabro Sur	Basalto	1	2	Ereo	CBV													33					26.77
4	Lava Vesic Suyo	Basalto	1	2	Ereo	CBV													26					37.09
5	Pilow lava Quiroz	Basalto	1	2	Ereo	CBV													21					40.33
6	Ereo 25947-A01	Andesita	1	2	Ereo	CBV	27		27	5.3	1.2							4		0	13	4	5.2	10.90
7	Ereo 25948-A02	Basalto	1	2	Ereo	CBV	11		17	3.9	0.7							2		0	3.9	0	1.6	28.27
8	Ereo 25950-A04	Andesita?	1	1	Ereo	CBV	16		21	5.3	1.3							4		0	5.5	2	3.4	13.79
9	Ereo 25953-A05	Basalto	1	2	Ereo	CBV	8		11	2.9	0.9							2		0	2.2	2	1.4	32.56
10	Ereo 25956-A06	Basalto	1	2	Ereo	CBV	10		16	3.4	1.1							2		0	4.2	0	1.8	37.33
11	Ereo 25955-A07	Andesita	1	2	Ereo	CBV	5		10	2.1	0.6							2		0	0	0	1.1	5.72
12	Ereo 25957-A08	Andesita	1	2	Ereo	CBV	15		20	3.8	1.1							3		0.7	3.2	0	2	24.74
13	Ereo 25959-A09	Andesita	1	2	Ereo	CBV	10		16	3.9	0.7							4		0	4	0	2.8	24.16
14	Ereo 25960-A10	Tufo	1	2	Ereo	CBV	6		0	2.3	0.7							2		0	1.8	0	1.5	38.99
15	Ereo 25961-A11	Basalto	1	2	Ereo	CBV	3		10	2	0.5							2		0	0	0	1.3	34.63
16	Ereo 25964-A13	Basalto	1	2	Ereo	CBV	22		26	6	2							4		1.2	2.7	6	1.8	10.25
17	Ereo 25965-A14	Basalto	1	2	Ereo	CBV	0		0	1.2	0.5							1		0.6	0.6	0	0	24.99
18	Ereo 25966-A15	Basalto	1	2	Ereo	CBV	3		0	1.4	0.5							1		0	0	0	0	20.89
19	Ereo 25967-A16	Gabro	1	2	Ereo	CBV	-2		0	1.3	0.5							2		0	0	0	0	21.03
20	Ereo 25968-A17	Andesita	1	2	Ereo	CBV	29		34	6.5	1.4							5		2.3	9.2	6	5.3	69.32
21	Ereo 25969-A18	Dacita	1	2	Ereo	CBV	20		29	6.2	1.7							4		1.6	5.9	2	4.2	27.38
22	Ereo Basalto 10081-M01	Basalto	1	2	Ereo	CBV													25					28.16
23	Ereo Dique 10082-M02	Dique	1	2	Ereo	CBV													20					23.40
24	Ereo Basalto 10085-M03	Basalto	1	2	Ereo	CBV													23					42.06
25	Ereo Basalto 10094-M04	Basalto	1	2	Ereo	CBV													22					25.11
26	Ereo Brecha 10099-M05	Brecha	1	2	Ereo	CBV													23					21.32
27	Ereo Brecha 10045-M06	Brecha	1	2	Ereo	CBV													17					29.13
28	Ereo Dique 10098-M07	Dique	1	2	Ereo	CBV													27					28.23
29	Ereo Basalto 10001-M08	Basalto	1	2	Ereo	CBV													33					26.77
30	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			8										54					72.20
31	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			18										36					11.97
32	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			15										30					93.92
33	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			13										59					97.97
34	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			11										71					40.59
35	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			11										34					68.60

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y	Cs	Th	U	Hf	Al
36	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			13										40					55.05
37	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			14										49					16.41
38	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			19										52					12.90
39	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			153										25					91.18
40	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			6										24					98.36
41	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			9										39					94.44
42	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			7										64					82.10
43	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			16										17					34.60
44	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			5										19					58.67
45	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			6										16					42.91
46	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			36										1					48.89
47	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			9										36					23.19
48	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			8										25					34.22
49	Chun-Ereo TG1	TG1	1	2	Ereo	CBV			1										5					71.95
50	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			17										15					46.67
51	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			23										15					53.33
52	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			15										30					44.00
53	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			25										17					44.44
54	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			22										22					50.00
55	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			16										30					65.00
56	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			18										19					48.78
57	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			19										19					56.76
58	Chun-Ereo TG1	TG1	1	1	Ereo	CBV			8										29					44.00
59	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			8										20					23.75
60	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			7										28					32.51
61	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			5										26					31.39
62	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										30					23.12
63	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			6										19					23.73
64	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										16					27.62
65	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										15					41.17
66	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										20					43.12
67	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										23					51.80
68	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										23					48.52
69	Chun-Ereo TG3	TG3	1	2	Ereo	CBV			-5										51					33.42
70	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			9										47					13.94
71	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			12										51					42.08
72	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			10										49					25.87
73	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			8										53					17.27
74	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			15										42					14.04

E.T.S.I.Minas

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y	Cs	Th	U	Hf	Al
75	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			16										66					8.41
76	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			11										45					16.13
77	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV			18										50					15.21
78	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV			14										59					15.92
79	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			17										49					24.24
80	Chun-Ereo TG3	TG3	1	1	Ereo	CBV			11										49					93.65
81	Chun-Ereo TG	TG	1	1	Ereo	CBV			15										48					17.61
82	3952-Gabro Carrizalillo	gabro	1	2	Ereo	CBV	1.5	2	1.5	0.3	0.1	0.5	-0	0.6	0.1	0.4	-0	0.4	3.5	0.3	-1	-1	-1	31.40
83	3951-granodiorita Purgatorio	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	7.5	17	11	2.5	0.8	2.5	0.4	2.6	0.5	1.7	0.2	1.9	15	0.2	-1	-1	1	24.33
84	57090-diorita Noque	diorita	1	1	Ereo	CBV	3	7.5	5.5	1.6	0.6	1.9	0.3	2.1	0.5	1.4	0.2	1.4	13	0.1	-1	-1	-1	24.81
85	3954-granodiorita Las Lomas	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	15	29	15	2.9	0.8	2.8	0.4	2.7	0.6	1.6	0.3	1.8	16	3.6	5	1.5	3	32.74
86	57091-granodiorita la Huanca	granodiorita	1	1	Ereo	CBV	9	19	9.5	2	0.7	1.9	0.3	1.8	0.4	1.3	0.1	1.3	12	0.3	1	0.5	1	18.79
87	3961-Gabro Chilaco	gabro	1	2	Ereo	CBV	1.5	3.5	3	0.9	0.4	1.4	0.3	1.7	0.4	1.3	0.1	1.2	12	0.2	-1	-1	-1	44.00
88	3962 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	11	22	13	2.8	0.8	2.6	0.4	2.3	0.5	1.4	0.2	1.5	13	2.1	1	0.5	1	26.60
89	3963 - basalto	andesita-basalto	1	2	Ereo	CBV	11	23	13	2.9	0.8	2.9	0.5	3.1	0.6	1.9	0.3	1.9	18	1.2	3	1.5	1	32.90
90	3964 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	8.5	19	13	3.1	0.9	3	0.4	2.6	0.6	1.5	0.3	1.5	15	3.2	1	0.5	-1	39.72
91	3965- andesita	andesita	1	2	Ereo	CBV	19	41	25	5.9	1.2	5.9	1	6.5	1.5	4.5	0.7	4.6	40	6.3	4	1.5	4	40.60
92	3967 - dique andesita	Dique andesita	1	2	Ereo	CBV	17	38	24	5.5	1.3	6.1	1	6.5	1.4	4.3	0.7	4.3	39	0.1	4	2	4	18.58
93	Chungas Carnero	Basalto	2	2	Chungas	CBV													23					42.06
94	Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV													22					25.11
95	Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV													23					21.32
96	Brecha Chungas	Basalto	2	2	Chungas	CBV													17					29.13
97	Dique Chungas San Lorenzo	Basalto	2	2	Chungas	CBV													27					28.23
98	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV			4										56					95.03
99	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV			4										56					81.39
100	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV			6										14					41.83
101	Billiton	Billiton	2	2	Chungas	CBV			2										64					52.38
102	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV			6										38					54.04
103	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV			4										52					97.63
104	Billiton	Billiton	2	1	Chungas	CBV			6										40					34.97
105	Billiton Carrizalillo	Carrizalillo	2	1	Chungas	CBV			2										24					69.93
106	Billiton Tejedores	Tejedores	2	2	Chungas	CBV			4										18					38.90
107	Billiton Tejedores	Tejedores	2	1	Chungas	CBV			8										52					87.64
108	Billiton Carrizalillo	Carrizalillo	2	1	Chungas	CBV			6										20					17.33
109	Billiton Tejedores	Tejedores	2	1	Chungas	CBV			8										56					11.85
110	Billiton Leones	Leones	2	1	Chungas	CBV			2										34					54.99
111	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS													28					32.36
112	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS													26					29.97
113	Dique Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS													36					27.81

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y	Cs	Th	U	Hf	Al
114	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS													20					24.69
115	Lava Cabuyal	Basalto	3	2	Cabuyal	CVS													46					21.31
116	Bocana 25949-A03	Ignimbrita piroclasto	3	2	Cabuyal	CVS	16		19	4.5	1.3							3		1	7.3	1	2.7	48.33
117	Bocana 25963-A12	andesita	3	2	Cabuyal	CVS	13		17	4.4	1.1							4		0	5.2	3	2.2	9.99
118	Bocana Lava 10063-M09 Bocana PillowLava 10057-M10	Lava Pillow Lava	3	2	Cabuyal	CVS													26					37.09
119	Bocana Lava 10031-M11	Lava	3	2	Cabuyal	CVS													21					40.33
120	Bocana Andesita 10020-M12	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS													21					23.49
121	Bocana Andesita 10038-M13	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS													28					32.36
122	Bocana Andesita 10035-M14	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS													26					29.97
123	Bocana Andesita 10040-M15	Andesita	3	2	Cabuyal	CVS													36					27.81
124	Bocana Dacita 10037-M16	Dacita	3	1	Cabuyal	CVS													20					24.69
125	Bocana Dique 10052-M17	Dique	3	1	Cabuyal	CVS													46					21.31
126	Bocana Dique 10053-M18	Dique	3	1	Cabuyal	CVS													28					34.65
127	Bocana Dique 10054-M19	Dique	3	1	Cabuyal	CVS													41					29.27
128	Bocana Dique 10055-M20	Dique	3	2	Cabuyal	CVS													30					31.86
129	Bocana Dique 10056-M21	Dique	3	2	Cabuyal	CVS													24					34.95
130	RC-00-01 57214	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	12	14	7	2	0.6	2.4	0.4	2.4	0.5	1.9	0.3	1.6	15	1.8	1	-1	-1	48.59
131	RC-00-01 57215	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	16	21	10	2.7	0.8	3	0.5	3.3	0.7	2.4	0.4	2.5	20	0.6	2	0.5	1	36.65
132	RC-00-01 57218	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	14	15	8	1.9	0.7	2.2	0.4	2.4	0.5	1.7	0.3	1.5	14	0.8	1	1	-1	32.77
133	RC-00-01 57220	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	20	16	8.5	2	0.6	2.4	0.3	2.4	0.5	1.3	0.2	1.1	13	1.5	1	-1	-1	57.29
134	RC-00-01 57223	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	32	62	31	6.5	1.7	6.1	0.9	4.8	0.9	2.8	0.4	2.5	24	0.9	14	0.5	1	41.13
135	RC-00-01 57225	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	20	12	11	2.2	0.9	2.6	0.4	2.5	0.6	1.8	0.3	1.6	15	1.2	1	-1	-1	49.89
136	RC-00-01 57228	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	10	17	7	2	0.7	2.7	0.5	3	0.7	2.2	0.3	1.9	18	2.1	1	0.5	1	57.57
137	RC-00-01 57233	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	8	13	8	2.5	0.9	3.5	0.5	3.8	0.8	2.7	0.4	2.3	21	1.1	1	0.5	1	38.62
138	RC-03-01 57257	Mafica?	3	1	Cabuyal	CVS	14	23	12	3.3	0.8	3.8	0.7	4.7	1	3.4	0.5	3.2	29	0.7	5	1.5	3	29.73
139	RC-03-01 57258	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	15	22	12	2.9	0.7	3.7	0.7	4.1	1	3	0.5	3.2	28	0.8	5	1.5	3	29.89
140	RC-03-01 57259	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	14	25	13	3.6	0.7	4.2	0.7	4.5	1.1	3.5	0.5	3.4	31	0.5	6	2	4	26.38
141	RC-03-01 57262	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	9	14	8	2.6	0.7	3.2	0.5	3.3	0.8	2.5	0.4	2	22	1.2	1	0.5	1	38.01
142	RC-03-01 57264	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	9.5	15	8.5	2.4	0.9	3.2	0.6	3.3	0.8	2.5	0.4	2.6	22	1.3	2	0.5	1	37.08
143	RC-03-01 57265	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	16	28	14	3.8	0.8	4.5	0.8	4.7	1.1	3.5	0.5	3.7	31	1.4	5	1.5	3	35.35
144	RC-03-01 57266	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	11	17	9.5	2.9	0.7	2.9	0.5	3.3	0.8	2.5	0.4	2.8	22	1.8	5	1.5	3	38.90
145	RC-03-01 57268	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	9.5	17	9	2.7	0.8	3.2	0.5	3.2	0.8	2.2	0.4	2.3	22	2.3	3	0.5	1	38.30
146	RC-03-01 57274	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	12	20	10	2.8	0.9	3.1	0.6	3.2	0.8	2.3	0.4	2.4	22	2.1	4	1	2	49.23
147	RC-05-04 57234	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	6.5	11	7.5	2.4	0.7	3.6	0.6	4.3	1	3.4	0.5	3.2	26	0.1	1	1	1	18.04
148	RC-05-04 57236	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	8	14	8.5	2.7	0.7	3.6	0.6	3.8	1	3	0.5	2.7	25	0.1	1	1.5	2	12.71
149	RC-05-04 57237	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	11	18	11	3.5	0.8	4.9	0.9	5.4	1.2	3.7	0.6	3.9	35	0.2	3	2.5	3	10.71
150	RC-05-04 57238	Mafica?	3	1	Cabuyal	CVS	10	17	9	2.9	0.6	3.9	0.7	4.2	1	3	0.5	3.3	28	0.4	2	2	3	18.75
151	RC-05-04 57241	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	13	18	8.5	2.5	0.8	3.4	0.5	3.6	0.9	2.6	0.4	2.6	22	2.4	1	0.5	1	20.18
152	RC-05-04 57243	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	15	17	9.5	2.4	0.9	3	0.5	3.5	0.8	2.4	0.4	2.5	22	1.8	1	0.5	1	22.22

E.T.S.I.Minas

Muestra	Descripción	Jcode	Kcode	Lcode	Formación	Evento	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y	Cs	Th	U	Hf	Al
154	RC-05-03 57312	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	11	15	7	2.3	0.8	3.2	0.5	3.6	0.9	2.9	0.5	2.5	23	0.4	1	-1	1	24.87
155	RC-05-03 57314	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	32	43	16	3.6	1.2	4.6	0.9	4.8	1.1	3.6	0.5	3.4	29	0.9	1	0.5	1	25.99
156	RC-05-03 57315	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	15	22	9.5	2.7	0.9	3.1	0.7	4	1	3	0.4	2.7	24	1.3	1	-1	1	27.97
157	RC-05-03 57316	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	102	119	26	3.5	1.2	3.9	0.7	4	1	2.8	0.4	2.6	23	1.4	1	0.5	1	26.50
158	RC-05-03 57319	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	6.5	10	6.5	2.1	0.7	3	0.5	3.3	0.8	2.7	0.4	2.4	21	0.8	-1	0.5	1	21.99
159	RC-05-03 57321	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	12	19	8	2.8	0.9	3.1	0.6	3.7	0.9	2.8	0.4	2.6	23	0.7	1	-1	1	29.80
160	RC-05-03 57323	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	6.5	11	8	2.9	0.9	3.9	0.7	4.2	1	3.1	0.5	3.3	28	1.5	3	-1	1	35.40
161	RC-05-03 57324	Int-granodiorita	3	4	Cabuyal	CVS	9.5	18	12	3.7	1	4.6	0.9	5.8	1.3	4	0.7	4.5	35	1.5	3	1	3	32.49
162	RC-05-02 57276	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	7.5	13	7	2.5	0.8	3.4	0.6	3.7	1	3.1	0.4	2.6	24	1.4	2	1.5	1	24.35
163	RC-05-02 57277	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	11	17	10	3.1	0.9	4.3	0.8	4.9	1.2	3.7	0.6	3.6	32	0.1	3	3	2	13.78
164	RC-05-02 57278	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	14	19	10	2.7	0.8	3.7	0.6	4.1	1	3.2	0.5	3.1	25	0.3	2	0.5	2	18.03
165	RC-05-02 57279	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	14	23	12	3.8	0.9	4.4	0.7	4.7	1.1	3.2	0.5	3.5	29	0.3	3	3.5	2	17.48
166	RC-05-02 57280	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	12	19	12	3.5	0.8	4.7	0.8	5.2	1.2	4.2	0.5	3.8	33	0.2	3	2.5	2	11.83
167	RC-05-02 57281	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	41	50	16	3.4	0.9	4	0.6	3.9	0.9	2.8	0.4	2.7	25	-0	3	12	1	10.09
168	RC-05-02 57284	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	8.5	13	8	2.6	0.8	3.7	0.7	4.4	1.1	3.2	0.5	2.9	26	2.4	1	-1	1	24.91
169	RC-05-02 57295	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	17	32	17	4.5	1.1	4.4	0.7	4.4	0.9	3.1	0.5	2.8	24	1.1	7	0.5	1	24.56
170	RC-05-02 57302	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	12	18	10	2.9	0.9	4.2	0.7	4.6	1	3	0.5	2.8	26	0.4	1	0.5	1	29.87
171	RC-05-02 57303	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	17	30	16	3.8	1.1	4.3	0.7	4.1	0.9	2.9	0.5	2.8	24	0.7	5	1.5	1	39.86
172	RC-12-01 57305	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	21	42	21	4.6	1.3	4.3	0.7	3.6	0.8	2.2	0.3	2	21	0.4	10	0.5	1	23.49
173	RC-12-01 57307	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	13	21	12	3.5	1.5	4.8	0.8	4.9	1.2	3.3	0.5	3.1	30	0.7	3	1	1	34.75
174	RC-12-01 57309	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	9	15	8.5	2.8	1	3.8	0.6	4.1	0.8	2.7	0.4	2.4	23	1.2	3	0.5	1	30.72
175	RC-12-01 57311	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	14	21	11	2.8	0.9	3.7	0.6	3.8	0.9	3.1	0.4	2.4	24	0.8	3	0.5	1	32.23
176	RC-03-03 57376	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	7	10	5.5	2	0.7	2.5	0.5	2.7	0.6	2.1	0.3	1.7	17	0.7	1	0.5	-1	31.73
177	RC-03-03 57377	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	11	14	6	1.9	0.8	2.6	0.5	3	0.6	2.2	0.3	2	18	0.5	1	0.5	-1	32.73
178	RC-03-03 57379	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	6.5	9	5	2	0.7	2.3	0.4	2.7	0.6	1.7	0.2	1.7	15	0.6	1	-1	-1	28.51
179	RC-03-03 57380	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	7	9.5	5	1.8	0.7	2.1	0.4	2.4	0.6	1.9	0.3	1.7	16	0.9	-1	0.5	-1	27.59
180	RC-03-03 57382	Mafica	3	2	Cabuyal	CVS	18	23	11	2.6	0.9	3.1	0.6	3.6	0.8	2.5	0.4	2.6	23	0.4	2	0.5	1	30.27
181	RC-05-01 57244	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	14	28	16	4.6	1	5.4	0.9	5.9	1.3	4.2	0.6	4.3	38	0.5	1	2	3	12.93
182	RC-05-01 57245	Sedimentaria	3	3	Cabuyal	CVS	11	20	13	3.6	1	4.9	1	5.6	1.4	4.1	0.8	4.4	38	1	6	4.5	3	15.50
183	RC-05-01 57246	Felsica	3	1	Cabuyal	CVS	10	17	11	3.6	0.9	5.3	0.9	6.1	1.5	4.8	0.7	4.6	39	0.5	4	0.5	3	21.24
184	RC-05-01 57249	Máfico	3	2	Cabuyal	CVS	6	10	7	2.4	0.7	3.9	0.7	4	1	3.1	0.5	3	26	0.3	2	1	1	20.78
185	Lava Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS													21					23.49
186	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS													28					34.65
187	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS													41					29.27
188	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS													30					31.86
189	Dique Pilares	Basalto	4	1	Pilares	CVS													32					31.86
190	Dique Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS													24					34.95
191	Dique Pilares	Basalto	4	2	Pilares	CVS													22					39.49

**TABLA 4**  
**Relación de Muestras del Estudio Petro-mineralógicas de la Cuenca Lancones**

<b>Muestra</b>	<b>Formación</b>	<b>Indicio</b>	<b>Norte</b>	<b>Este</b>	<b>Sección</b>
TCC-18-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461381	589931	Delgada
TCC-19-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461467	590186	Delgada
TCC-19-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461467	590186	Delgada
TCC-20-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461314	590305	Delgada
TCC-17-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461588	590064	Pulida
TCC-18-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461381	589931	Pulida
TCC-19-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461467	590186	Pulida
TCC-19-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461467	590186	Pulida
TCC-20-96	La Bocana (CVS)	Cerro Colorado	9461314	590305	Pulida
EJ-TP-01	La Bocana (CVS)	El Papayo	9467930	593389	Delgada
EJ-TP-01	La Bocana (CVS)	El Papayo	9467930	593389	Pulida
EJ-TP-04	La Bocana (CVS)	El Papayo	9468041	593340	Delgada
EJ-TP-04	La Bocana (CVS)	El Papayo	9468041	593340	Pulida
5551	Pórfidos de Cu	Cerro Chancadora	9474300	557000	Delgada
5551	Pórfidos de Cu	Cerro Chancadora	9474300	557000	Pulida
B5	Volcánico Ereo (CBV)	Depósito SMV B5	9442500	570000	Pulida

**TABLA 4A**  
**Relación de Muestras del Estudio Petro-mineralógicas de la Cuenca Lancones**

<b>Muestra</b>	<b>Descripción Macroscópica</b>	<b>Sección</b>
TCC-18-96	Hidrotermalita de cuarzo-sericita del muro (CVS)	Delgada (68.15 m)
TCC-19-96	Hidrotermalita de cuarzo-sericita del muro (CVS)	Delgada (87.5 m)
TCC-19-96	Hidrotermalita de cuarzo-cloritas del muro (CVS)	Delgada (128.9 m)
TCC-20-96	Hidrotermalita de cuarzo-sericita del muro (CVS)	Delgada (69.8 m)
TCC-17-96	Zona de "stockwork"	Pulida (42.5 m)
TCC-18-96	Zona de "stockwork"	Pulida (78.25 m)
TCC-19-96	Zona de "stockwork"	Pulida (87.5 m)
TCC-19-96	Zona de "stockwork"	Pulida (128.9 m)
TCC-20-96	Zona de "stockwork"	Pulida (69.8 m)
EJ-TP-01	Zona de "stockwork"	Delgada (13.5 m)
EJ-TP-01	Zona de "stockwork"	Pulida (13.5 m)
EJ-TP-04	Zona de "stockwork"	Delgada (4 m)
EJ-TP-04	Zona de "stockwork"	Pulida (4 m)
5551	Alteración potásica, zona de oxidación-lixiviación	Delgada (0 m)
5551	Alteración potásica, zona de oxidación-lixiviación	Pulida (0 m)
B5	Lentes de sulfuros masivos (SMV) del depósito B5	Pulida (350 m)

**TABLA 5**  
**Resultados de los Estudios de PIMA en la Cuenca Lancones**

Número de Muestra	Coordenadas		Indicio	Litología	Mineral
	Norte	Este			
1	9495180	576750	Potrobayo	Riolita	<b><i>Kaolinita</i></b>
2	9494000	575500	Potrobayo	Exhalita	<b><i>Qz-Calcedónico</i></b>
3	9494100	575750	Potrobayo	Arenisca	<b><i>Alunita</i></b>
4	9461496	589990	Cerro Colorado	Jaspe	<b><i>Qz-Calcedónico</i></b>
5	9461410	590120	Cerro Colorado	Riolita	<b><i>Illita</i></b>
6	9461410	590120	Cerro Colorado	Riolita	<b><i>Illita-Esmectita</i></b>
7	9461507	590385	Cerro Colorado	Riolita	<b><i>Illita-Esmectita</i></b>
8	9467915	593383	Papayo	Veta de baritina	<b><i>Illita</i></b>
9	9468030	593328	Papayo	Veta de baritina	<b><i>Anhidrita</i></b>
10	9467912	591960	El Recodo	Veta de baritina	<b><i>Illita</i></b>
11	9492350	605387	Tomapampa	Brecha hidrotermal	<b><i>Illita</i></b>
12	9490500	604400	Higuerón	Jaspe	<b><i>Sílice-opalina</i></b>

**TABLA 6**  
**CUADRO COMPARATIVO ENTRE LAS CUENCAS LANCONES, HUARMEY Y CAÑETE**

	<b>CUENCA LANCONES</b>		<b>CUENCA HUARMEY</b>	<b>CUENCA CAÑETE</b>
<b>Estratigrafía</b>	CVS	Formación La Bocana	Grupo Casma	Grupo Casma
	CBV	Formación Ereo	Gpo Puente Piedra y Gpo Morro Solar	Gpo Puente Piedra y Gpo Morro Solar
<b>Litología</b>	CVS	Facies volcano-sedimentarias	Facies volcano-sedimentarias	Facies volcano-sedimentarias
	CBV	Facies volcánicas máficas bimodales	Facies volcánicas máficas - sedimentarias	Facies volcánicas máficas - sedimentarias
<b>Ambiente</b>	CVS	Submarino Somero	Submarino Somero	Submarino Somero
	CBV	Submarino Profundo	Submarino Profundo	Submarino Profundo
<b>Tipo de SMV</b>	CVS	Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)	Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)	Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)
	CBV	Tipo Tambo Grande (Cu-Zn)	Prospectividad Tipo Tambo Grande	Prospectividad Tipo Tambo Grande
<b>Depósitos</b>	CVS	Potrobayo, Cerro Colorado y Tomapampa	María Teresa	Perubar, Palma, A. Augusta, Balducho
	CBV	TG1, TG3 y B5	No hay hallazgos hasta la fecha	No hay hallazgos hasta la fecha
<b>Edades</b>	CVS	Albiano inferior - Albiano superior	Albiano inferior - Albiano superior	Albiano inferior - Albiano superior
	CBV	Jurásico superior - Albiano inferior	Jurásico superior - Albiano inferior	Jurásico superior - Albiano inferior
<b>Geoquímica</b>	CVS	Calco-alcalino - Toleítico	Calco-alcalino	Calco-alcalino
	CBV	Toleítico	No hay análisis litogeoquímicos	No hay análisis litogeoquímicos

**TABLA 7**  
**CUADRO RESUMEN DE RESULTADOS**

Resultados		Complejo Basal Volcánico (CBV)	Complejo Volcánico Sedimentario (CVS)
<b>Estratigráficos</b>	<b>Estructura</b>	Estructura de Apertura "Rift"	Arcos de Islas Volcánicas
	<b>Formaciones</b>	Ereo y Chungas	La Bocana (Miembro Pilares y Cabuyal)
	<b>Litología</b>	Secuencias volcánicas	Secuencias volcano-sedimentarias
	<b>Composición</b>	Máfico (Félsico restringido a domos)	Siliciclástico Bimodal (Félsico - Máfico)
	<b>Edad</b>	Jurásico superior - pre-Albiano (112-150 Ma.)	Albiano medio - Albiano superior (110-98 Ma.)
<b>Metalogénicos</b>	<b>Tipo de Depósito</b>	Tipo Tambo Grande (Cu-Zn)	Tipo Zn-Pb-Cu (Kuroko)
	<b>Tonelaje</b>	Mayor a 50 millones	Menor a 1 millón
	<b>Ejemplos</b>	TG1, TG3 y B5	Cerro Colorado, Potrobayo y Tomapampa
	<b>Mineralización</b>	Zn, Cu, Ag y Au	Zn, Pb y Cu
<b>Litogeoquímicos</b>	<b>Afinidad</b>	Toleítico	Toleítico a Calco-alcalino
	<b>Ambiente de Formación</b>	Mares Profundos (escasos sedimentos)	Mares Someros (abundantes sedimentos)

**TABLA 8**  
**PROMEDIO DE LEYES DE LOS DEPOSITOS DE SMV CONOCIDOS DE LA CUENCA LANCONES**

<b>Depósito</b>	<b>Cu (%)</b>	<b>Zn (%)</b>	<b>Pb (%)</b>	<b>Ag (g/t)</b>	<b>Au (g/t)</b>	<b>Formación</b>	<b>Evento</b>	<b>Información</b>	<b>Tonelaje (millones Ton)</b>
TG1	1.70	1.40	0.10	31.00	0.70	Ereo	CBV	Cubicación	64.00
TG3	0.70	1.00	0.10	19.00	0.70	Ereo	CBV	Cubicación	110.00
B5	2.00	3.50	0.10	56.00	1.00	Ereo	CBV	Sondeo	200.00
Cerro Colorado	0.27	0.83	0.40	1.00	0.16	La Bocana	CVS	Sondeo	0.25
Tomapampa	1.00	1.93	0.30	5.00	0.30	La Bocana	CVS	Sondeo	0.30
Potrobayo	0.01	0.60	0.16	0.50	0.10	La Bocana	CVS	Sondeo	0.25

Datos obtenidos de información pública disponible y de informes internos de Compañía de Minas Buenaventura

**TABLA 9**  
**CLASIFICACION DE LOS DEPOSITOS DE SMV CONOCIDOS DE LA CUENCA LANCONES (Según Franklin 1993)**

Depósito	Zn (%)	Pb (%)	Zn + Pb	Zn/Zn+Pb	Clase SMV	Formación	Evento	Información	Tonelaje (millones Ton)
TG1	1.40	0.10	1.50	0.93	a	Ereo	CBV	Cubicación	64.00
TG3	1.00	0.10	1.10	0.91	a	Ereo	CBV	Cubicación	110.00
B5	3.50	0.10	3.60	0.97	a	Ereo	CBV	Sondeo	200.00
Cerro Colorado	0.83	0.40	1.23	0.67	b	La Bocana	CVS	Sondeo	0.25
Tomapampa	1.93	0.30	2.23	0.87	b	La Bocana	CVS	Sondeo	0.30
Potrobayo	0.60	0.16	0.76	0.79	b	La Bocana	CVS	Sondeo	0.25

Datos obtenidos de información pública disponible y de informes internos de Compañía de Minas Buenaventura

Clasificación: si Zn/Zn+Pb es mayor a 0.9 le corresponde la clase (a) de lo contrario pertenece a la clase (b)

- (a) Grupo de Depósitos SMV Cu-Zn  
(b) Grupo de Depósitos SMV Zn-Pb-Cu

**TABLA 10**  
**CLASIFICACION DE LOS DEPOSITOS DE SMV CONOCIDOS DE LAS CUENCA HUARMY Y CAÑETE**

<b>Depósito</b>	<b>Zn (%)</b>	<b>Pb (%)</b>	<b>Zn + Pb</b>	<b>Zn/Zn+Pb</b>	<b>Clase SMV</b>	<b>Cuenca</b>	<b>Tonelaje (millones Ton)</b>
María Teresa	4.00	1.30	5.30	0.75	b	Huarmey	1.00
Perubar	12.00	1.50	13.50	0.89	b	Cañete	6.50
Palma	10.00	2.00	12.00	0.83	b	Cañete	No Determinado
Elenita	7.00	2.00	9.00	0.78	b	Cañete	No Determinado

Datos obtenidos de información pública disponible y de informes internos de Compañía de Minas Buenaventura

Clasificación: si  $Zn/Zn+Pb$  es mayor a 0.9 le corresponde la clase (a) de lo contrario pertenece a la clase (b)

(a) Grupo de Depósitos SMV Cu-Zn

(b) Grupo de Depósitos SMV Zn-Pb-Cu

**TABLA 11 – TONELAJE Y LEY DE LOS DIFERENTES TIPOS DE SMV, CONSIDERANDO SU EDAD DE FORMACION.**

Grade and Tonnage for VMS Types by Time Periods								
	<i>n</i>	Total tonnes in MT	Average Tonnes in MT	Average Cu grade in wt %	Average Pb grade in wt %	Average Zn grade in wt %	Average Au grade in g/t	Average Ag grade in g/t
<b>MAFIC</b>								
Archean	1	1.5	1.5	(1.5) <sup>1</sup>		(4.15)		
Early Proterozoic	3	1.9	0.6	(4.83)		(0.34)	(1.72)	(5.23)
Middle and Late Proterozoic	0	0.0						
Early Phanerozoic	23	60.0	2.6	1.77	(0.05)	2.86	(3.02)	(18.0)
Late Phanerozoic	35	115.9	3.3	2.00	(0.10)	(1.13)	(1.74)	(25.2)
<b>BIMODAL-MAFIC</b>								
Archean	121 <sup>2</sup>	606.7	0.5	1.66	0.42	5.04	1.32	38.6
Early Proterozoic	73	410.2	5.6	2.20	0.98	4.32	1.47	28.7
Middle and Late Proterozoic	17	24.5	1.4	2.06	(0.97)	2.64	(1.42)	(37.9)
Early Phanerozoic	54	278.8	5.2	1.93	(0.35)	3.02	2.40	44.4
Late Phanerozoic	19	130.6	6.9	1.74	(0.43)	2.54	(1.60)	28.4
<b>MAFIC-SILICICLASTIC</b>								
Archean	2	1.4	(0.7)	(1.37)		(1.46)		(42.5)
Early Proterozoic	7	159.8	(22.8)	(2.38)	(0.01)	(1.27)	(0.49)	(25.7)
Middle and Late Proterozoic	16	307.4	19.2	1.68	(2.91)	(2.44)	(0.51)	(17.4)
Early Phanerozoic	25	256.3	10.3	1.46	(1.73)	4.21	0.80	(33.2)
Late Phanerozoic	63	519.4	8.2	1.81	(0.02)	0.80	1.00	(12.4)
<b>BIMODAL-FELSIC</b>								
Archean	24	170.2	7.1	1.09	1.23	6.23	0.83	125.2
Early Proterozoic	42	222.9	5.3	1.05	0.72	4.45	1.65	49.3
Middle and Late Proterozoic	14	68.0	4.9	1.53	0.85	4.07	1.47	109.2
Early Phanerozoic	82	375.0	4.6	1.53	2.50	6.69	2.63	85.8
Late Phanerozoic	93	472.6	5.1	1.64	1.52	5.29	2.04	115.7
<b>BIMODAL-SILICICLASTIC</b>								
Archean	2	0.6	0.3	(1.23)	(1.67)	(4.60)	(1.36)	(37.7)
Early Proterozoic	9	24.6	2.7	(1.60)	(1.82)	(5.45)	(1.09)	(63.2)
Middle and Late Proterozoic	4	13.3	3.3	(1.15)	(1.61)	(5.28)	0.97	(57.1)
Early Phanerozoic	75	2451.1	32.7	0.93	1.74	3.83	0.76	54.8
Late Phanerozoic	7	14.9	2.1	(2.06)	(2.13)	(4.48)	(2.85)	(238.3)

<sup>1</sup>Grades in parentheses for averages based on less than 10 values

<sup>2</sup>Values in bold highlight data appreciably higher than other grade-tonnage data

## **FIGURAS**

## RELACION DE FIGURAS

1. Mapa de Ubicación de la Cuenca Lancones.
2. Síntesis Estratigráfica y Correlaciones de las Series Cretácicas y Paleocenas de la Zona de Ante-arco del Noroeste del Perú y Suroeste de Ecuador.
3. Diagrama Esquemático de la Evolución de la Cuenca Lancones.
4. Corte Esquemático de las Secuencias Volcánicas de la cuenca Lancones, NO – SE aprox.
5. Esquema Paleográfico de la Cuenca Lancones.
6. Diagrama Ternario de las Composiciones Metálicas de los Depósitos SMV Conocidos de la Cuenca Lancones.
7. Esquema de Mineralización – Alteración de los Depósitos Tipo Kuroko del CVS de la Cuenca Lancones.
8. Columna Estratigráfica Generalizada Tomando Como Referencia el Depósito Sur del TG3.
9. Desarrollo Esquemático del Depósito TG3 (Mirando al Noroeste).
10. Relación Entre Contenido Metálico vs. Reservas de los 800 Depósitos de Sulfuros Masivos más Importantes del Mundo.
11. Ubicación de las Cuencas Volcano-sedimentarias, Jurásico – Cretáceas (Lancones, Huarmey y Cañete) y los SMV Conocidos.
12. Formaciones Jurasicas volcano-sedimentarias Prospectivas por SMV en el Perú.
13. Relación Entre la Proporción Cu: (Cu+Zn+Pb) vs. Ag:Ag de los Depósitos de SMV Conocidos de la Cuenca Lancones.

14. Características Esenciales de un Depósito de Sulfuros Masivos Volcanogénicos Idealizado.
15. Modelo del Sistema Hidrotermal Productor de SMV.
16. Modelo Genético de la Relación Oro / Zona de Óxidos del Depósito TG1.
17. Diagrama Ternario de las Composiciones Metálicas de los Depósitos SMV Conocidos de las cuencas Huarmey y Cañete.
18. Ubicación de los SMV y Anomalías Gravimétricas con Respecto a las Sub-Cuencas.
19. Modelo Geofísico del Depósito de SMV TG3.
20. Localización de los Mayores Distritos de SMV del Mundo.
21. Esquema Formacional Triásico – Cretácico para Sudamérica.
22. Deflexión de Huancabamba. Cambio de Rumbo de los Andes Centrales.
23. Situación Paleogeográfica durante el Cretáceo Inferior de la Cuenca Lancones.
24. Esquema Hipotético de la Evolución de la Cuenca Lancones (“*Rift*”).
25. Modelo Metalogénico de la Cuenca Lancones.
26. Reconstrucción Tectónica del Jurásico Medio y la Posición de la Cuenca Lancones en relación con una Paleo-estructura de régimen extensivo.

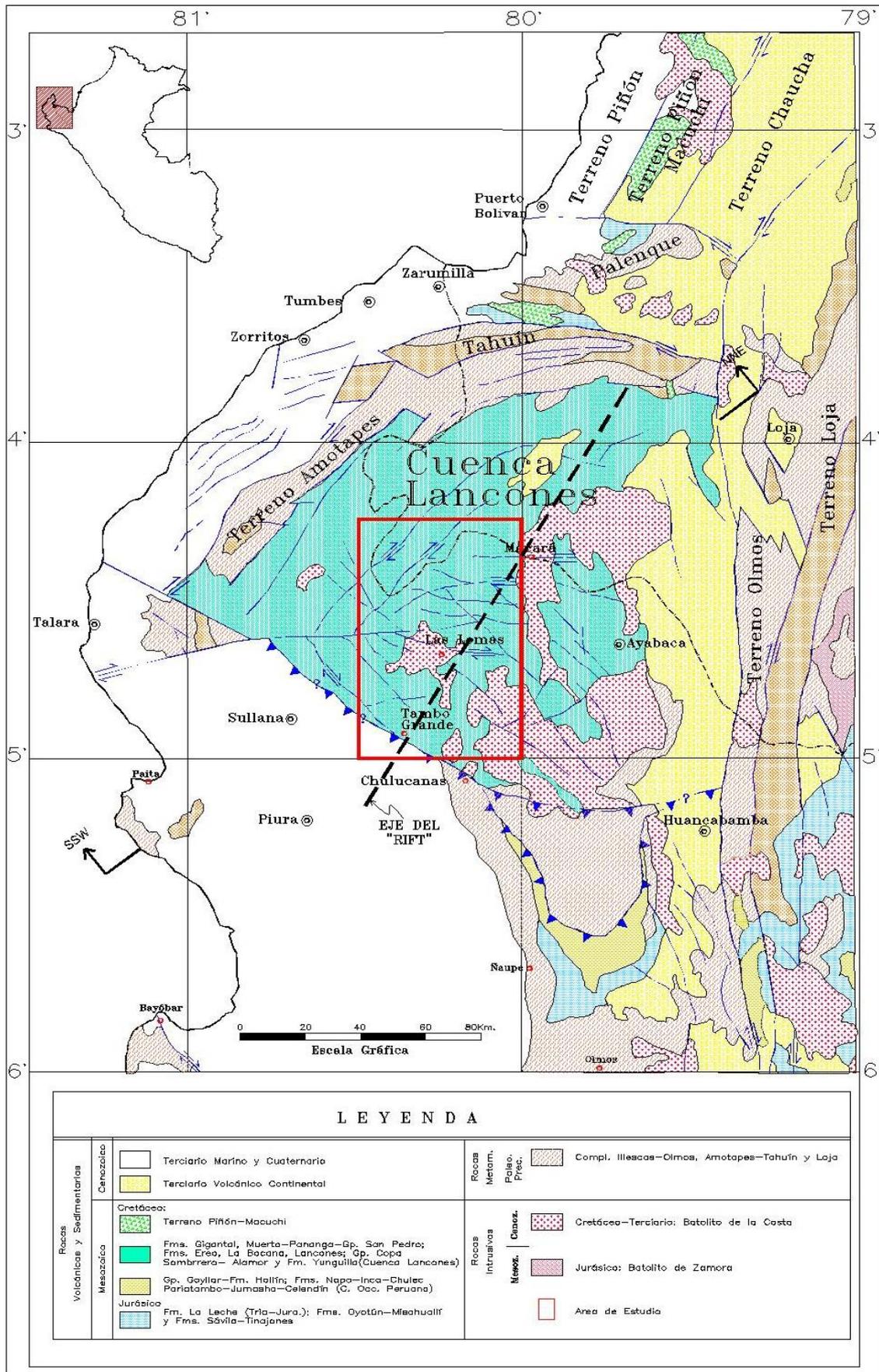
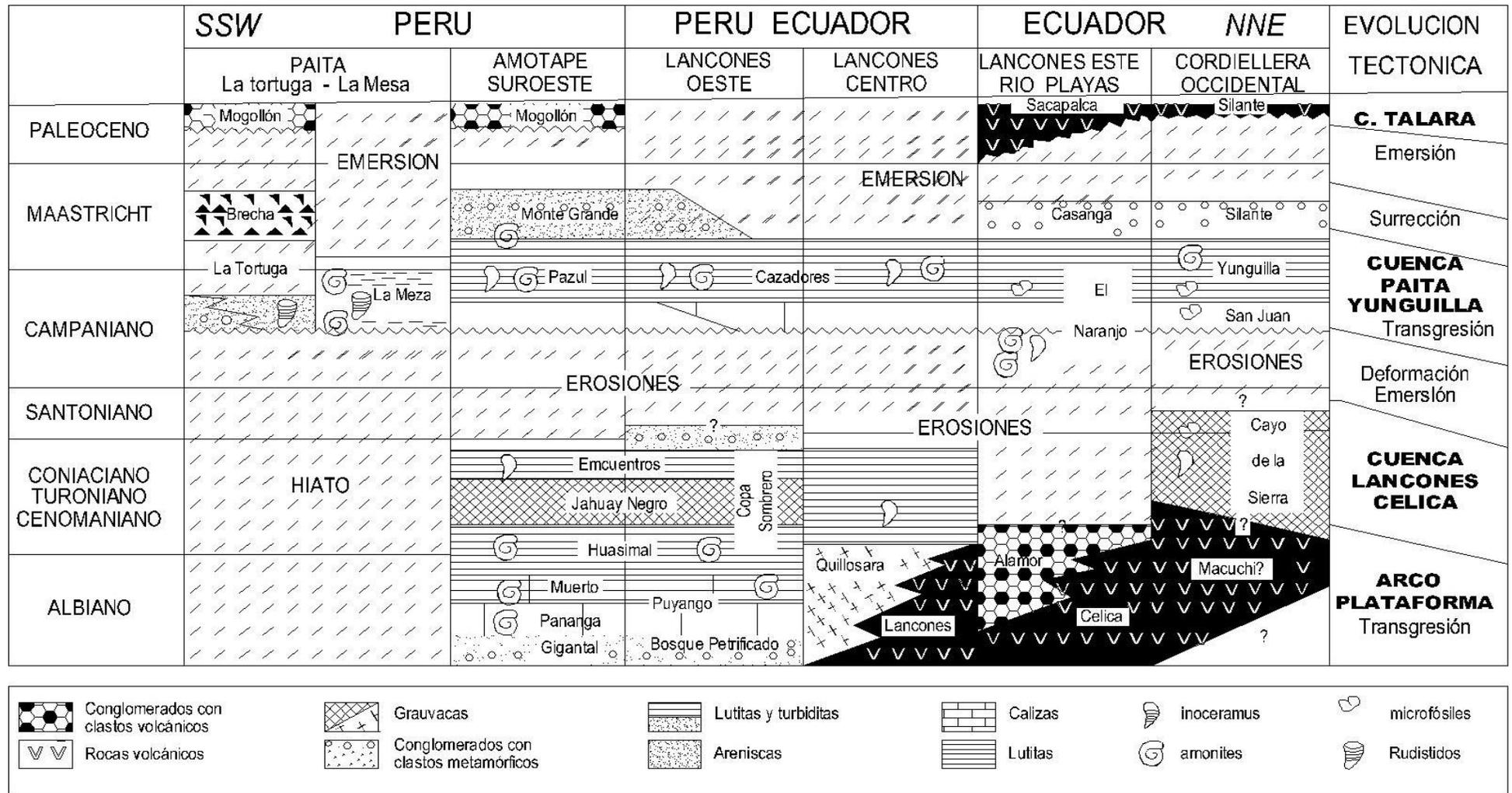
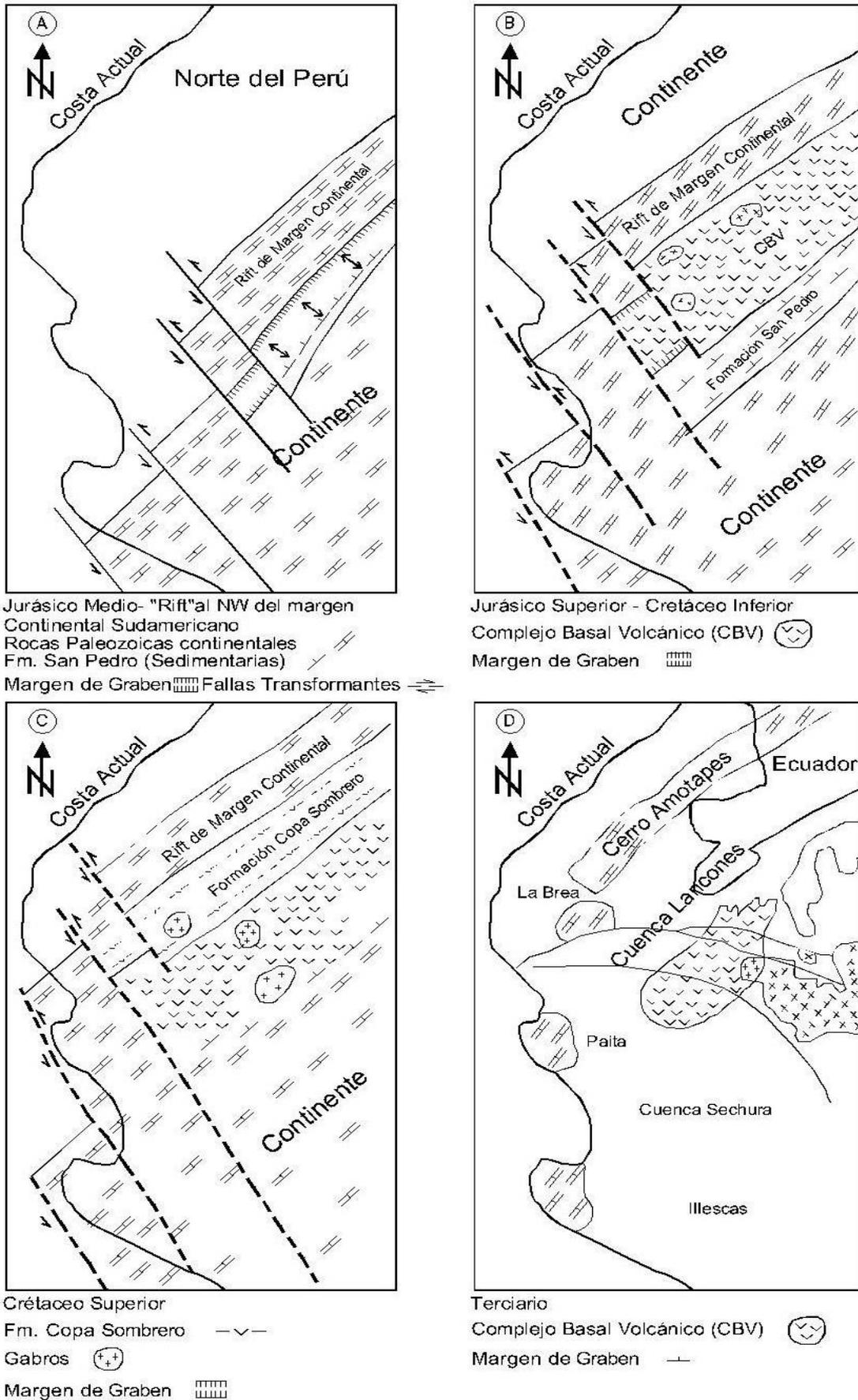


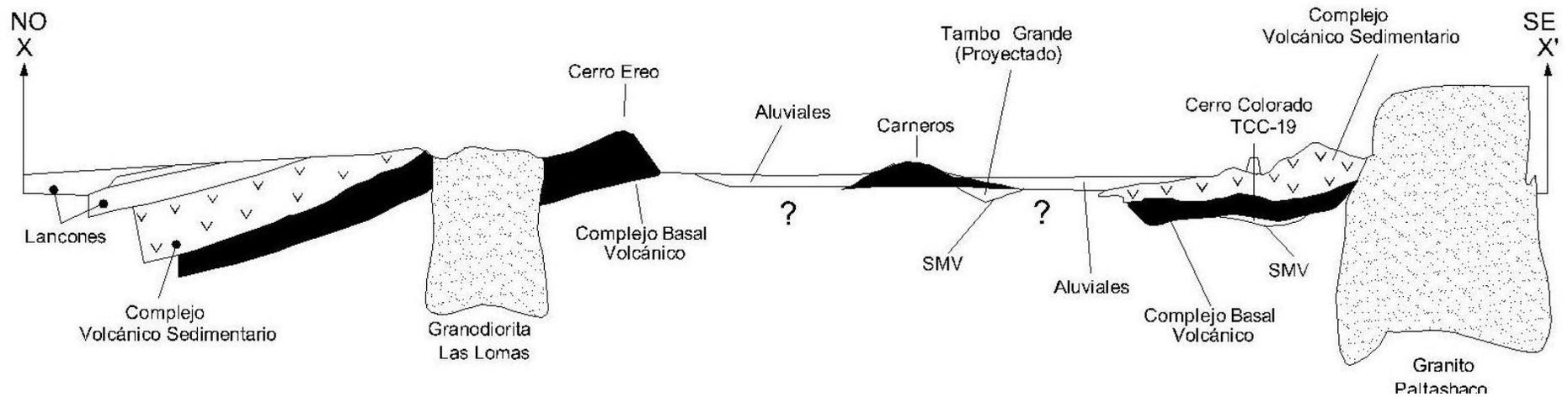
Figura 1.- Mapa de Ubicación de la Cuenca Lancones



**Figura 2.- Síntesis Estratigráfica y Correlaciones de las Series Cretácicas y Paleocenas de la Zona de Ante-arco del Noroeste del Perú y Suroeste de Ecuador (Modificado de Jaillard, E. 1998).**



**Figura 3 .- Diagrama Esquemático de la Evolución de la Cuenca Lancones (Modificado de Tegart, P. 2000).**



**Figura 4 .- Corte Esquemático de las Secuencias Volcánicas d e la Cuenca ancones, NO – SE aprox. (Modificado de Caldas, J. & Farfán, C. 1997).**

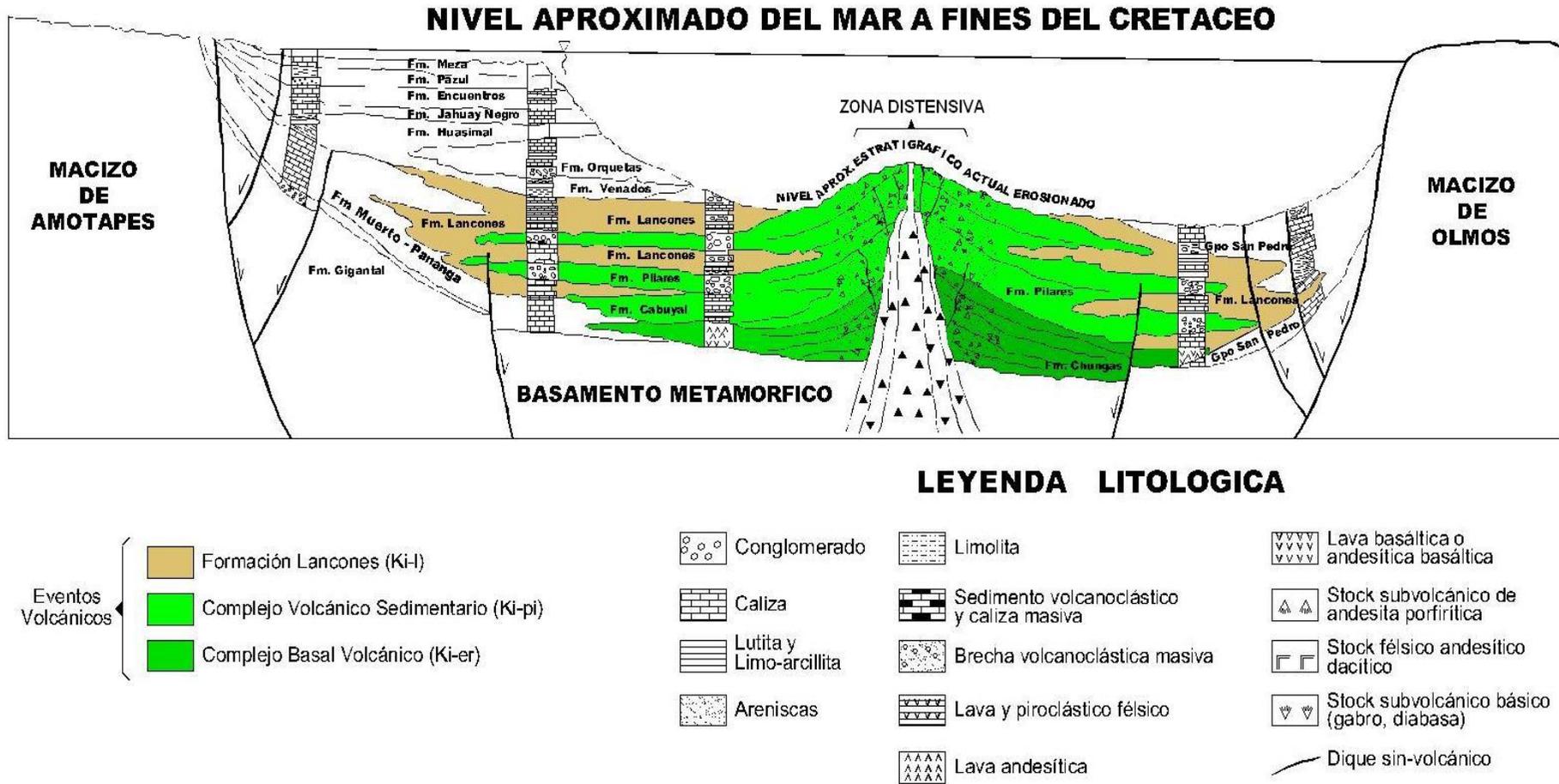
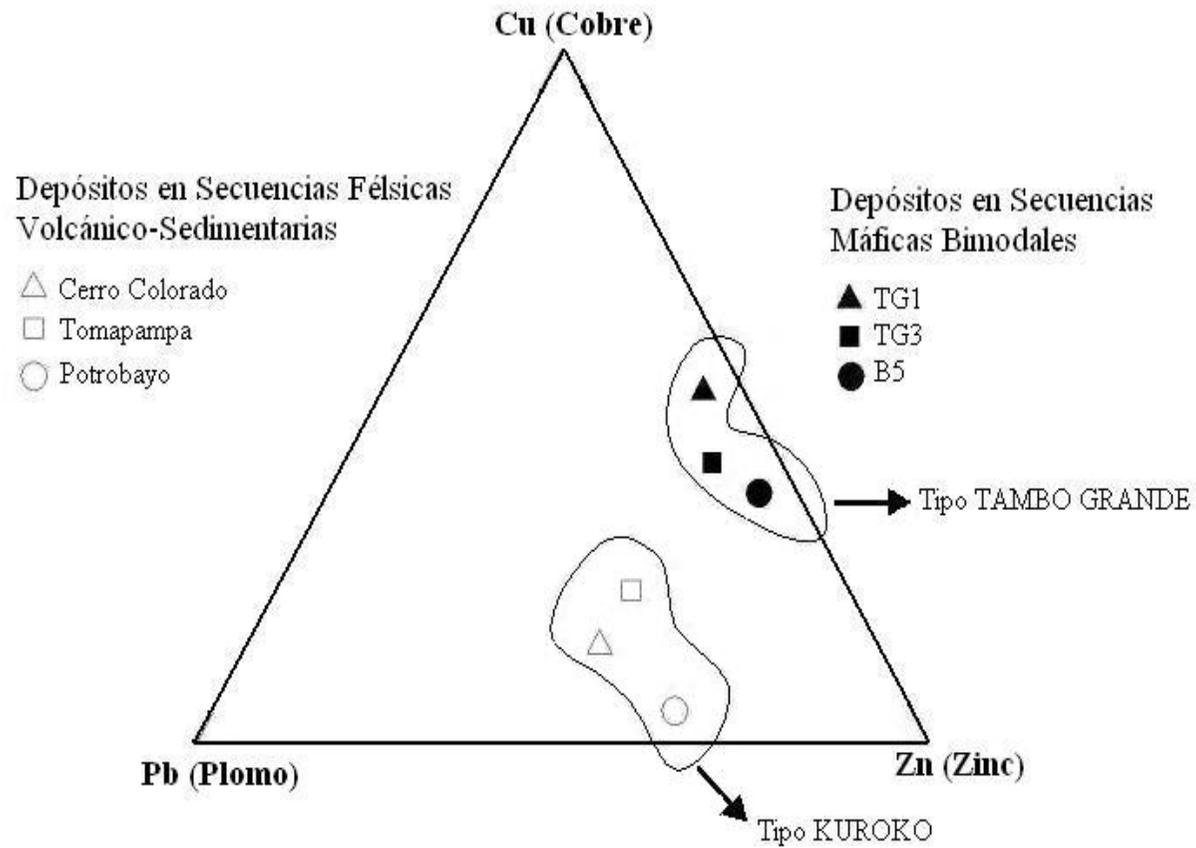
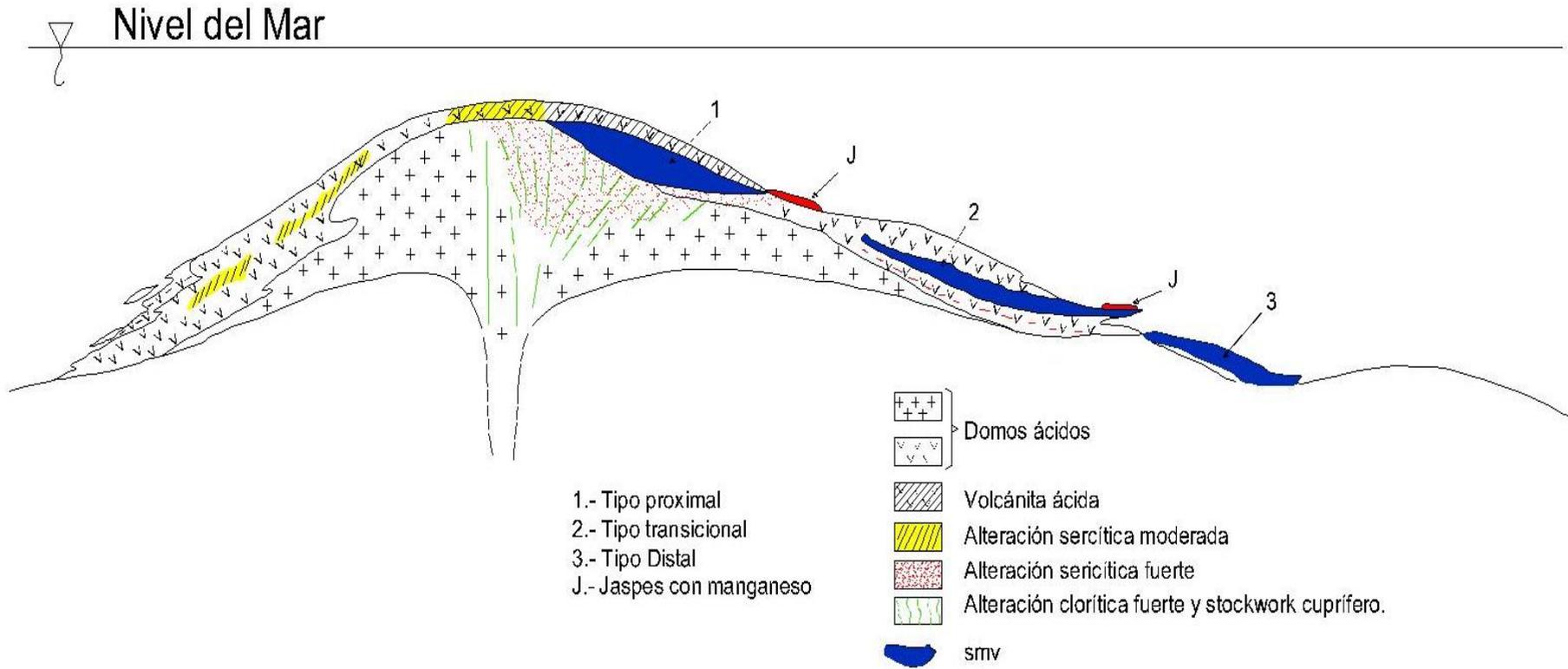


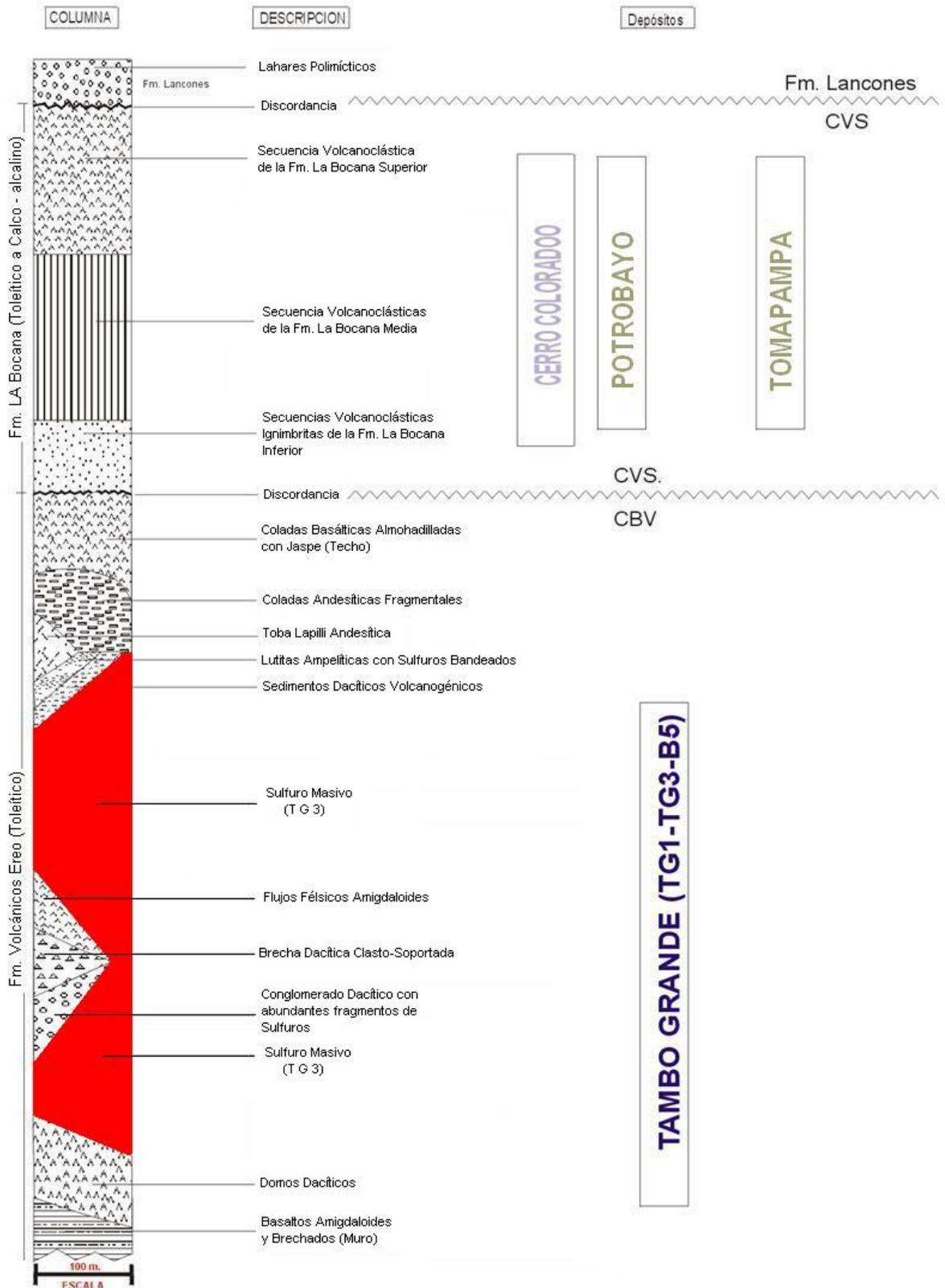
Figura 5.- Esquema Paleográfico de la Cuenca Lancones (Modificado de Caldas, J. & Farfán, C. 1997).



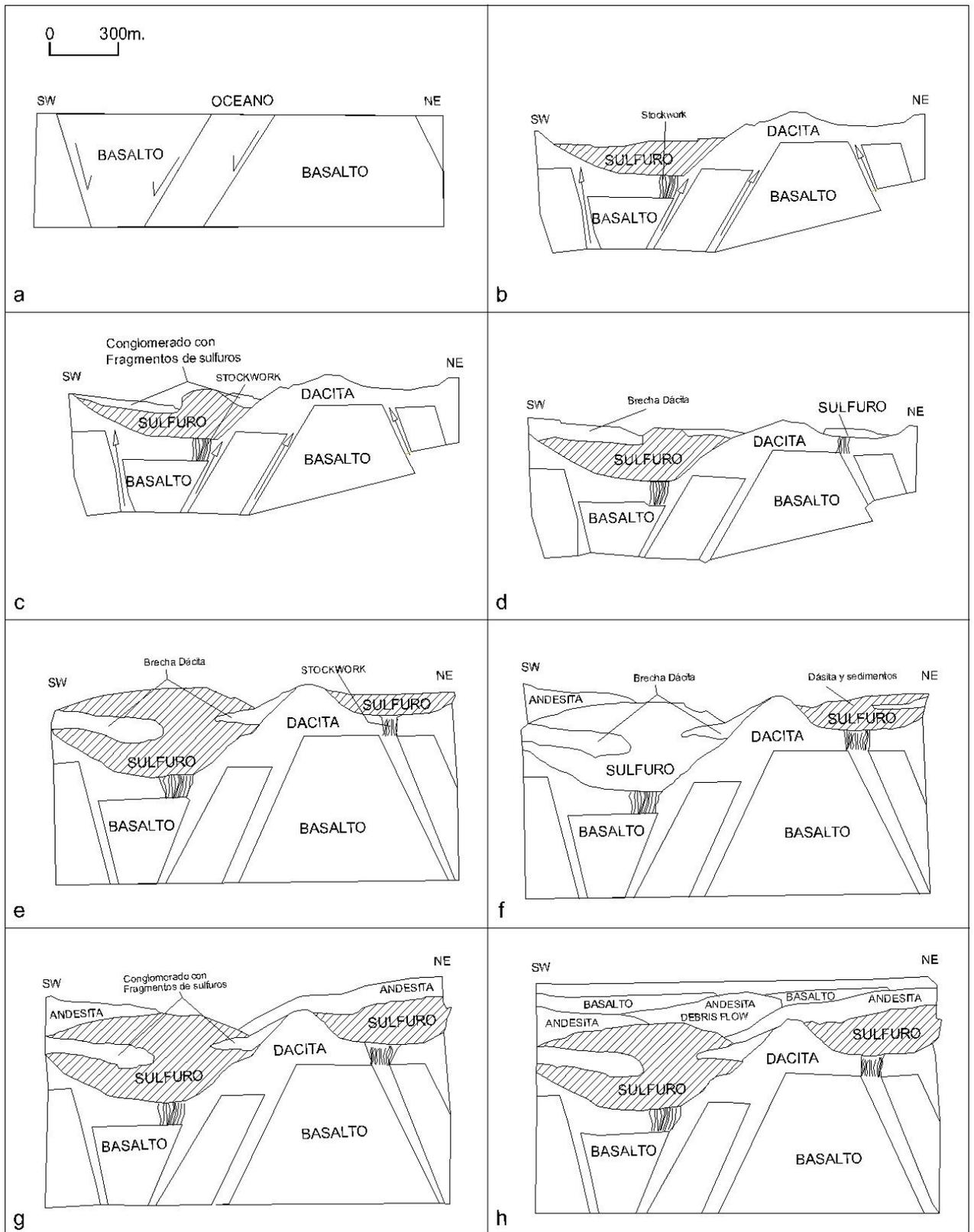
**Figura 6 .- Diagrama Ternario de las Composiciones Metálicas de los Depósitos SMV Conocidos de la Cuenca Lancones (Datos de la Tabla 8)**



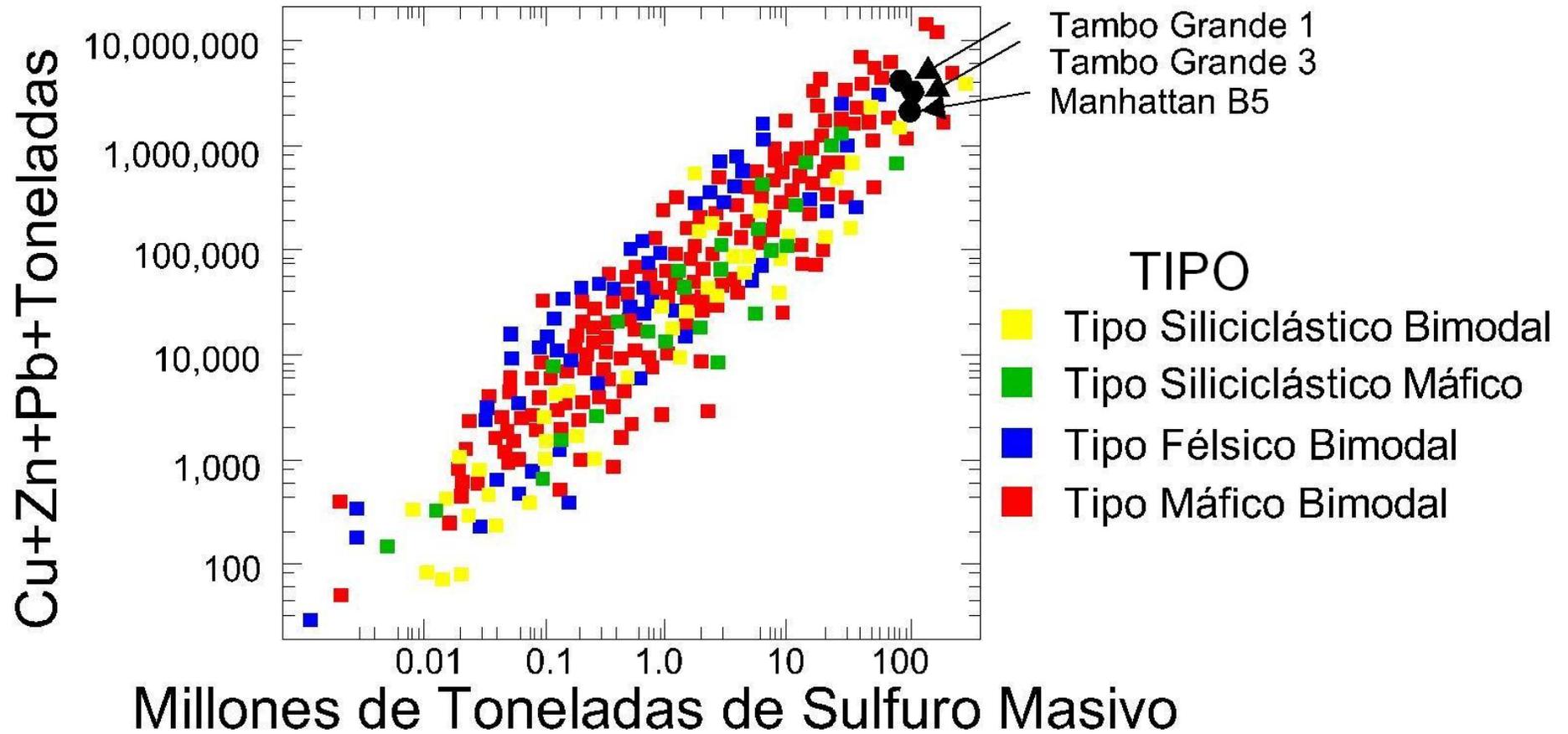
**Figura 7.- Esquema de Mineralización – Alteración de los Depósitos Tipo Kuroko del CVS de la Cuenca Lancones.**



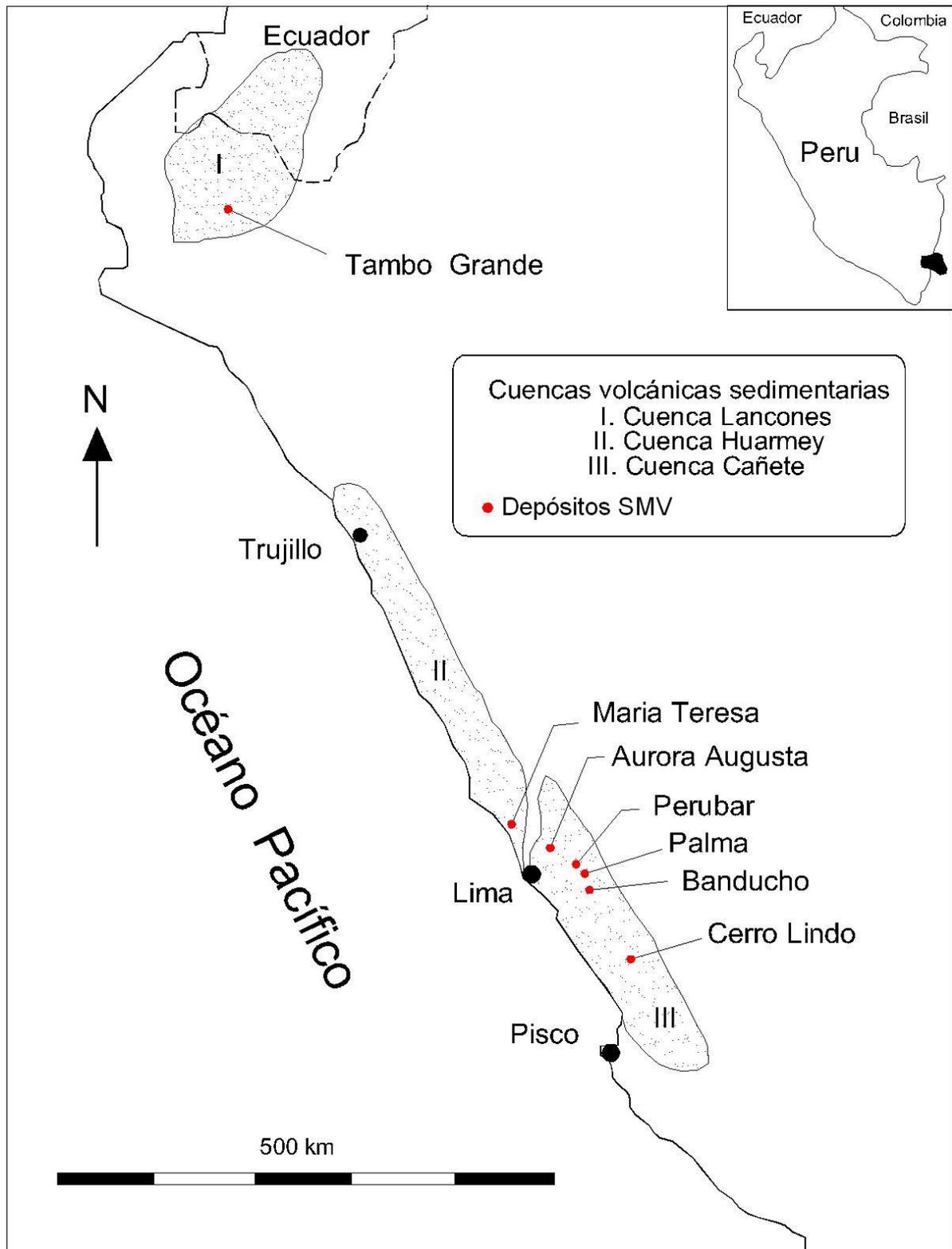
**Figura 8.- Columna Estratigráfica Generalizada Tomando como Referencia el Depósito Sur del TG3 (Modificado de Tegart, P. 2000).**



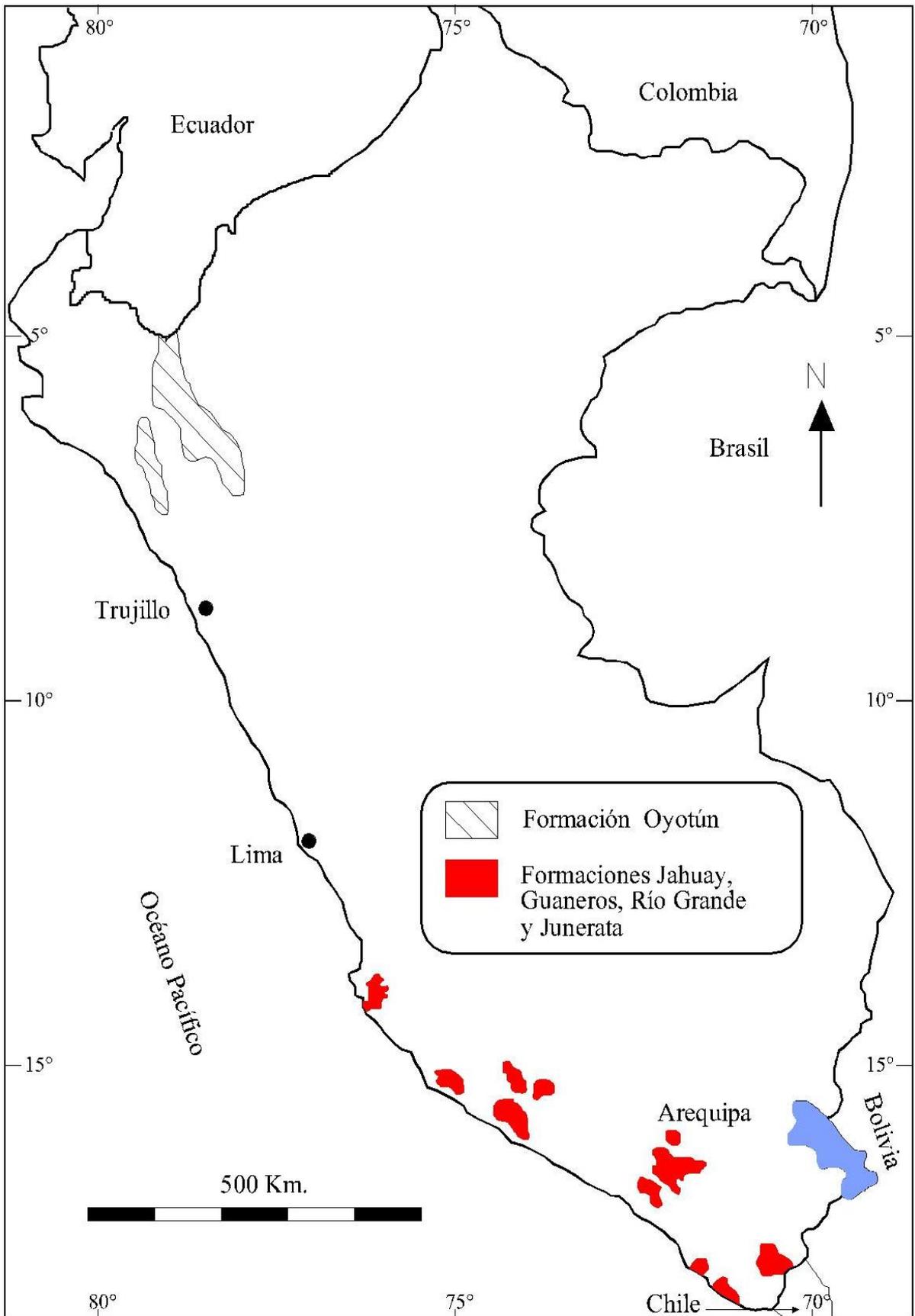
**Figura 9 .- Desarrollo Esquemático del Depósito TG3. Mirando al Noroeste. (Modificado de Tegart, P. 2000).**



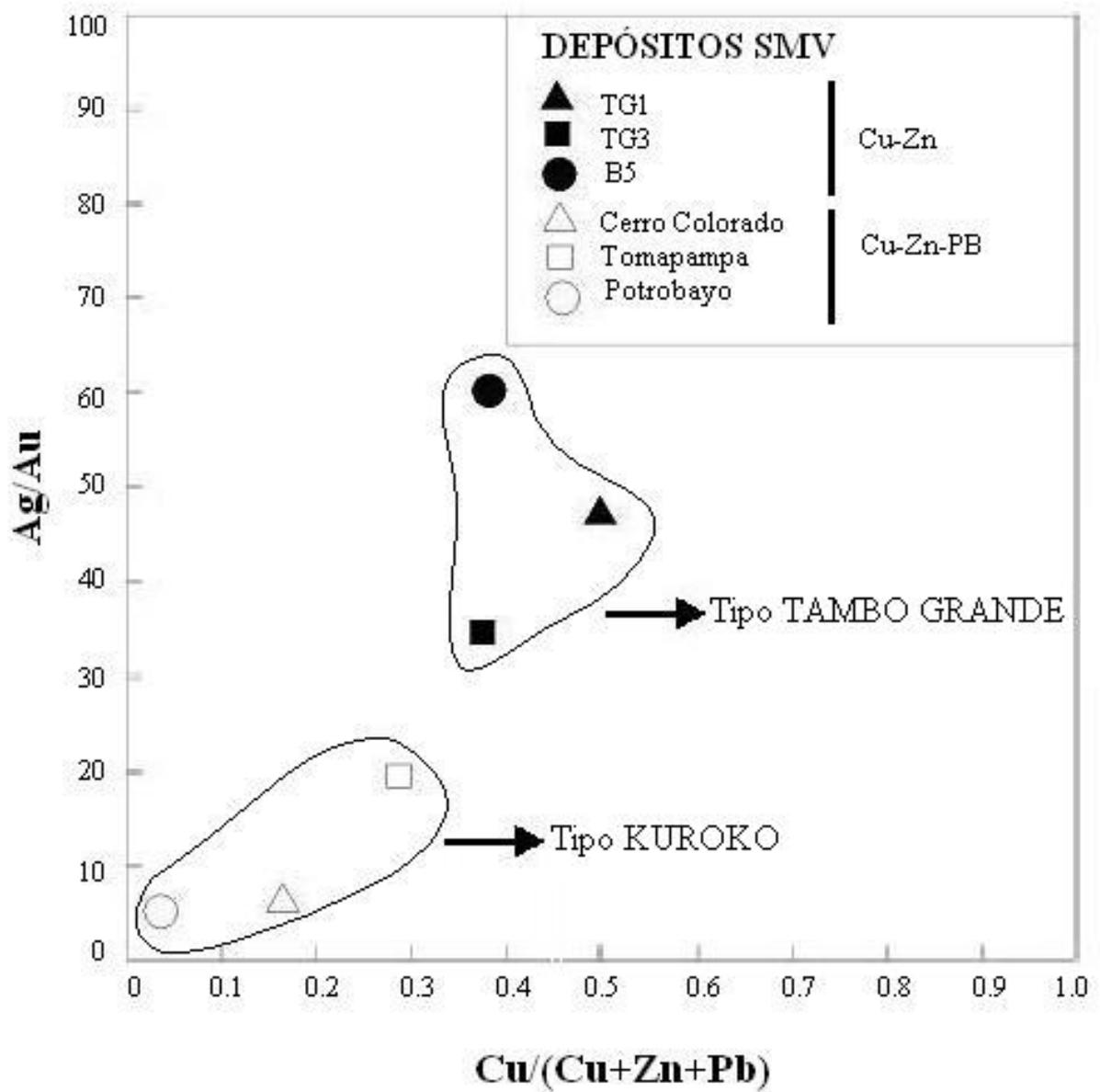
**Figura 10 .- Relación Entre Contenido Metálico Vs. Reservas de los 800 Depósitos de Sulfuros Masivos más Importantes del Mundo (Modificado de Franklin, J. 2000)**



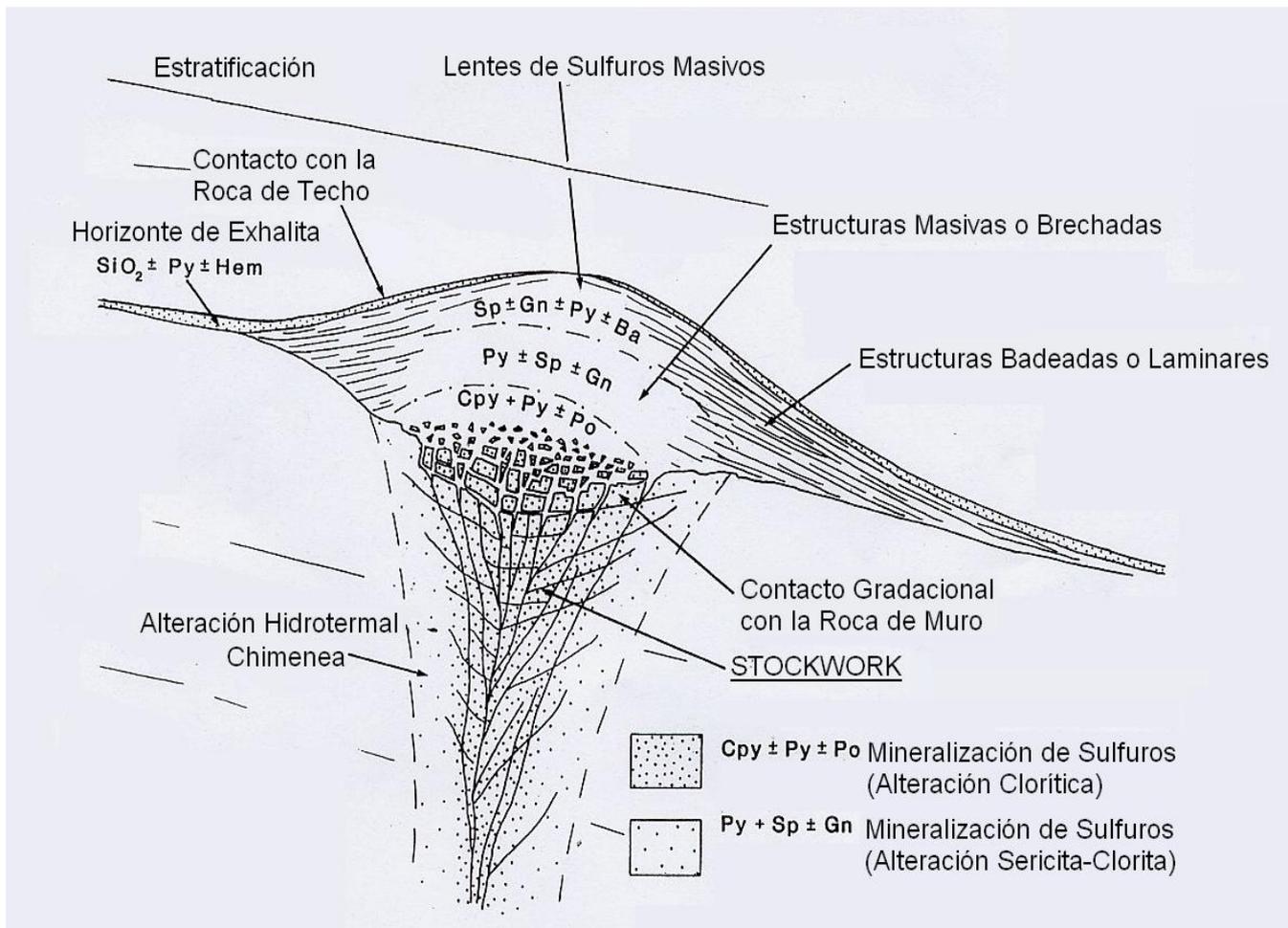
**Figura 11 .- Ubicación de las Cuencas Volcano-Sedimentarias, Jurásico – Cretáceas (Lancones, Huarney y Cañete) y los SMV Conocidos.**



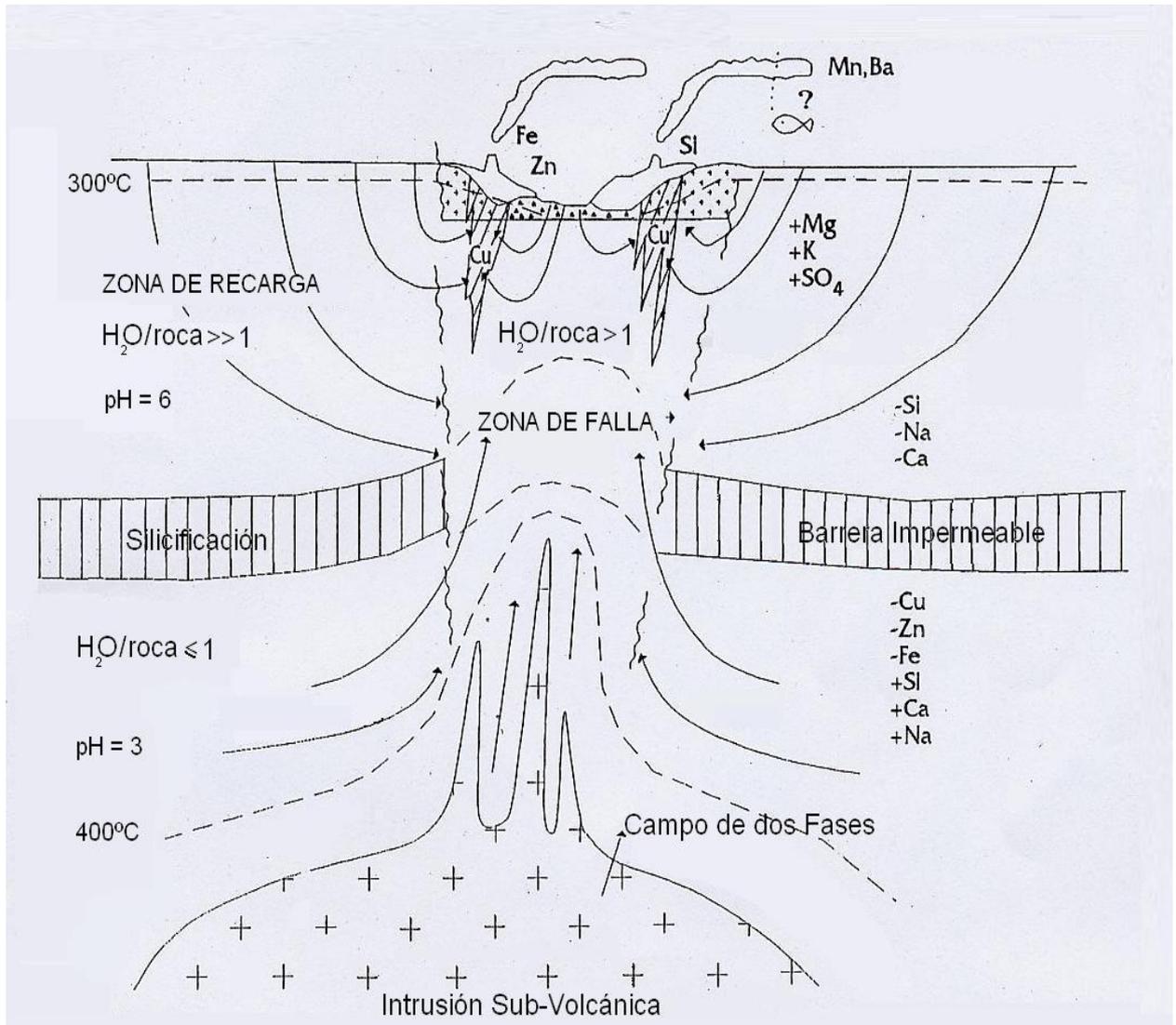
**Figura 12 .- Formaciones Jurásicas Volcano-Sedimentarias  
Prospectivas por SMV en el Perú.**



**Figura 13 .- Relación Entre la Proporción Cu/(Zn+Pb+Cu) frente a Ag/Au de los Depósitos SMV Conocidos de la Cuenca Lancones (Datos Tabla 8)**



**Figura 14 .- Características Esenciales de un Depósito de Sulfuros Masivos Volcanogénicos Idealizado (Modificado de Lydon, J. 1984)**



**Figura 15 .- Modelo del Sistema Hidrotermal Productor de SMV  
(Modificado de Franklin, J. 1993)**

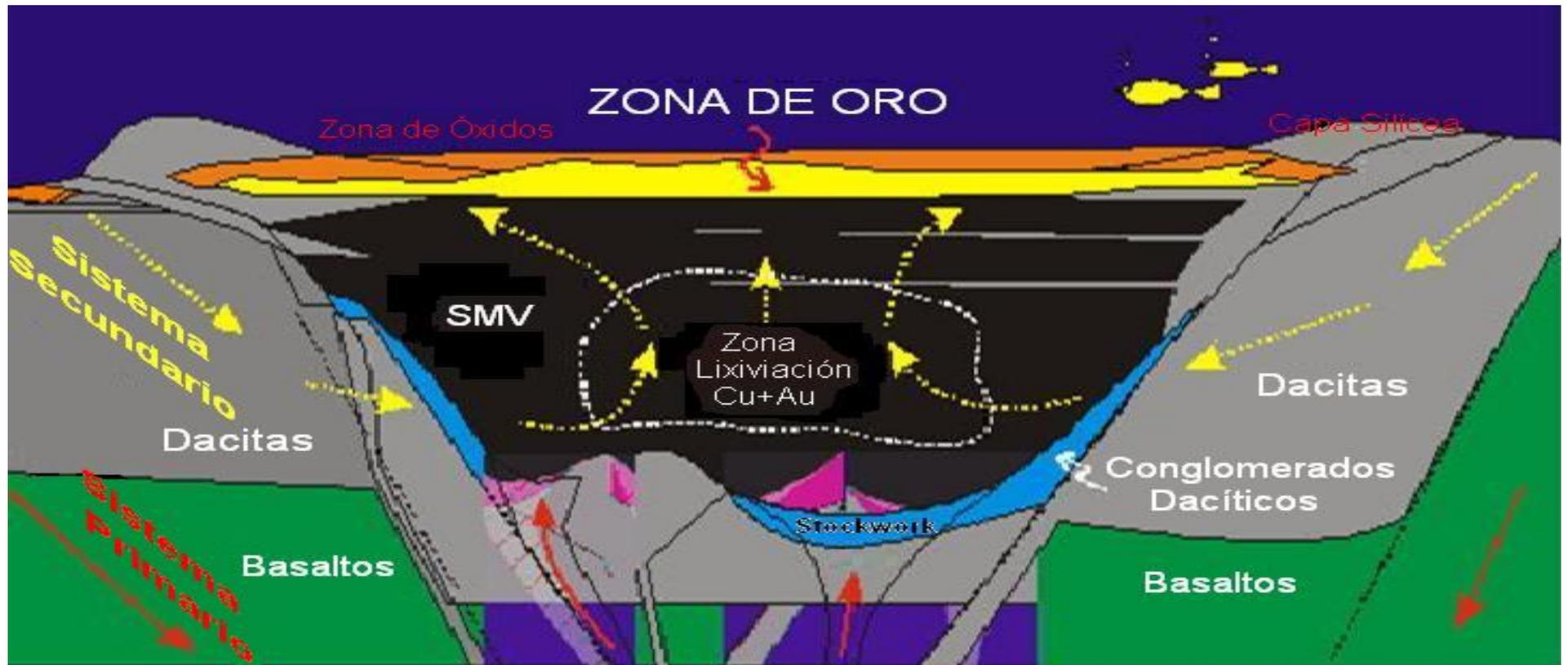
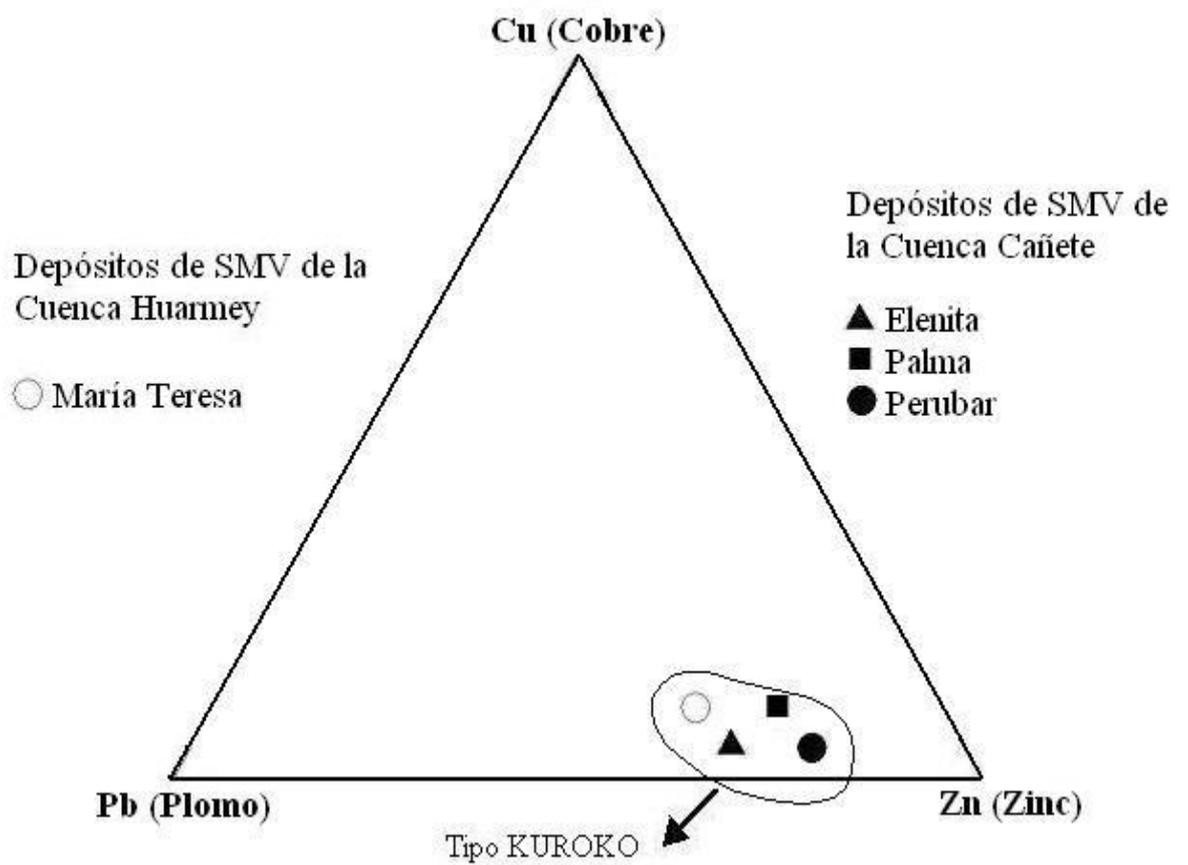
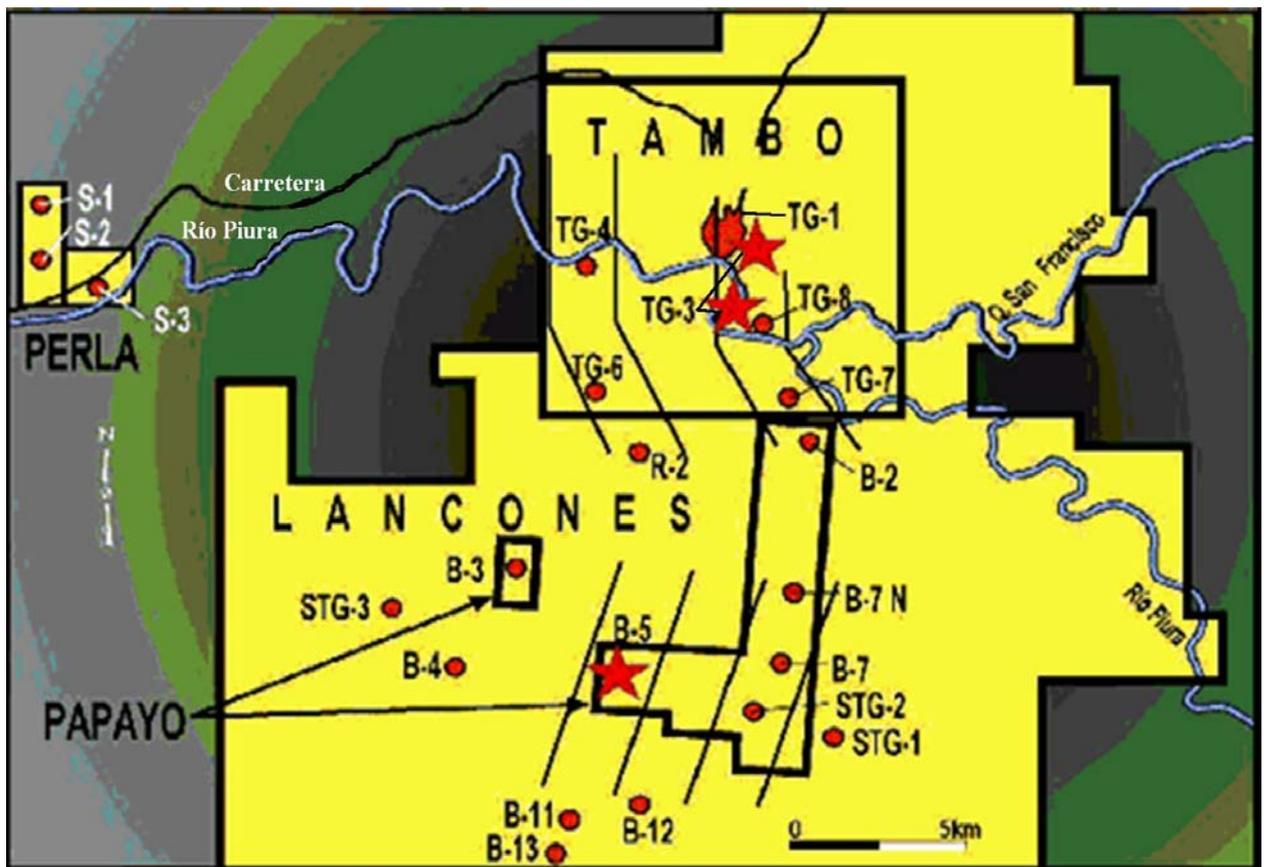


Figura 16 .- Modelo Genético de la Relación Oro/Zona de Óxidos del Depósito TG1  
(Modificado de Franklin, J. 2001)

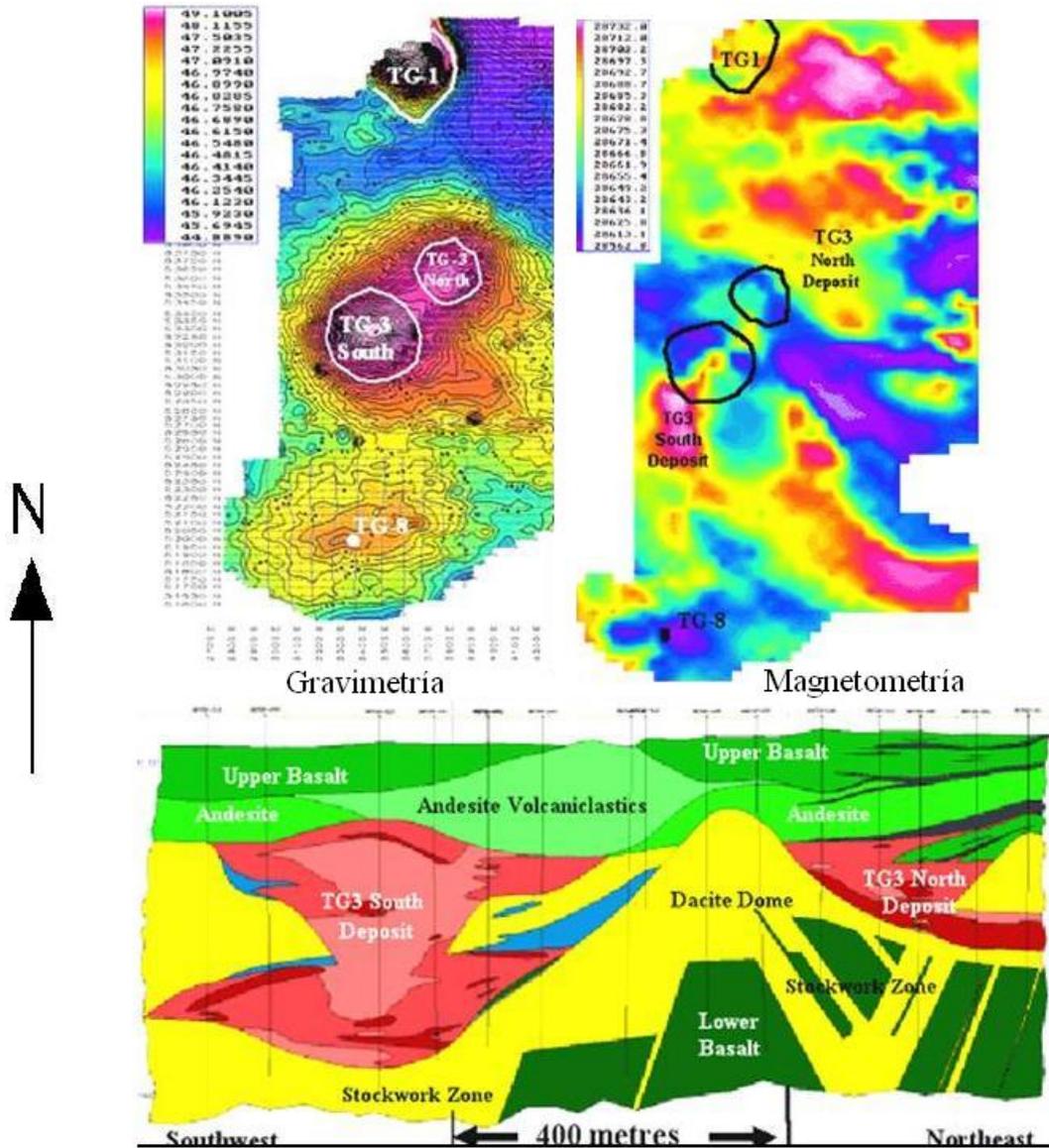


**Figura 17 .- Diagrama Ternario de Las Composiciones Metálicas de Los Depósitos SMV Conocidos de las Cuencas Huarmey y Cañete**

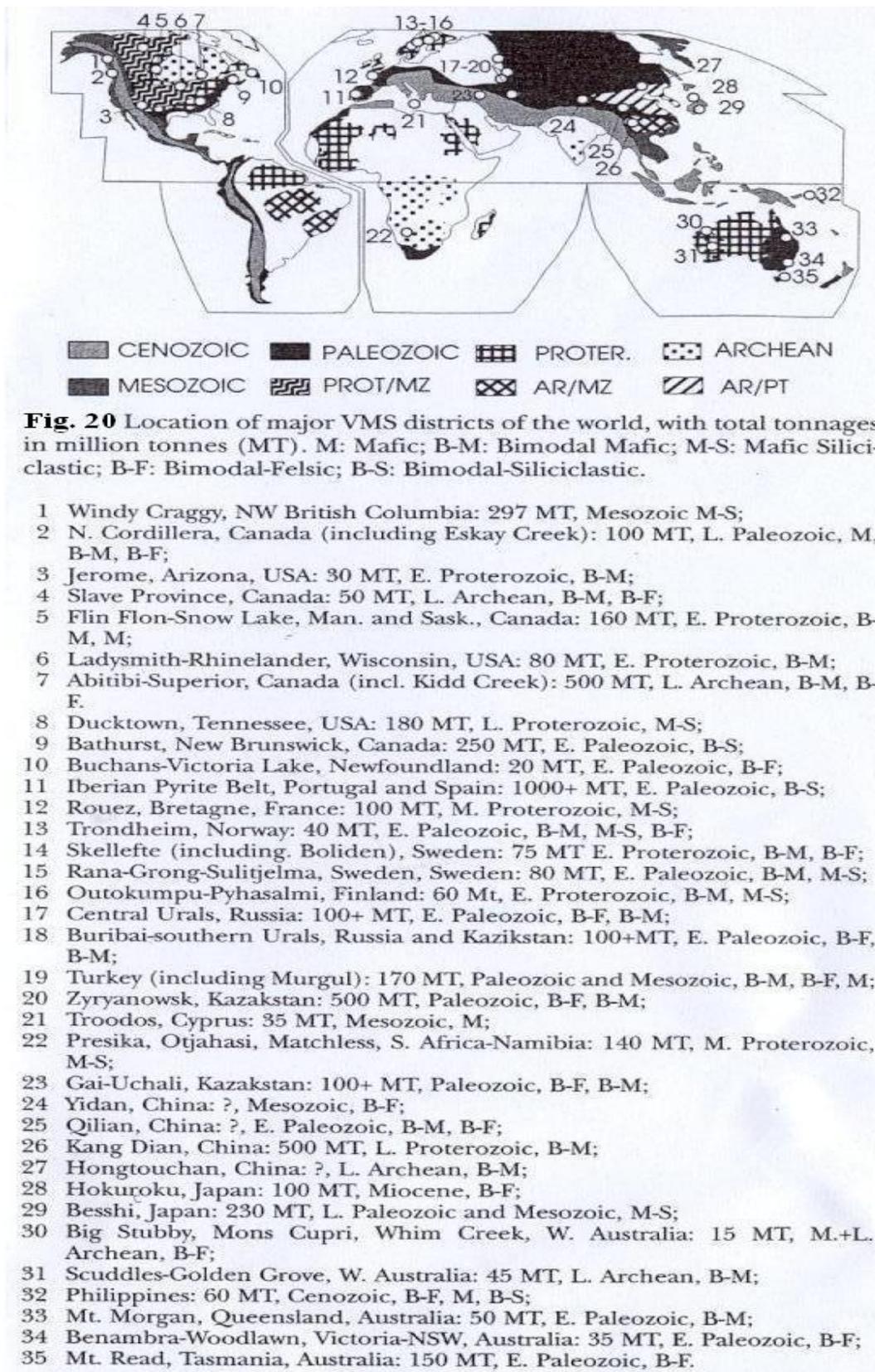


- ★ Depósitos Conocidos (TG1, TG3 y B5)
- Anomalías Gravimétricas
- Cuencas de Tercer Orden

**Figura 18 .- Ubicación de los SMV y Anomalías Gravimétricas con Respecto a las Sub-Cuencas.**

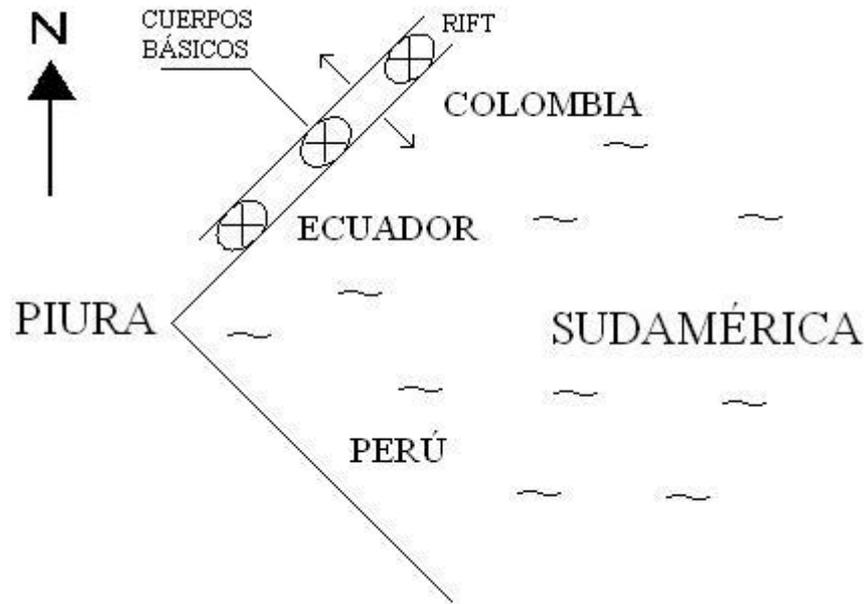


**Figura 19 .- Modelo Geofísico del Depósito de SMV TG3. Alto Gravimétrico vs. Bajo Magnético. La Gravimetría define los SMV, mientras que la Magnetometría define Los Domos Dacíticos con Alteración Hidrotermal.**

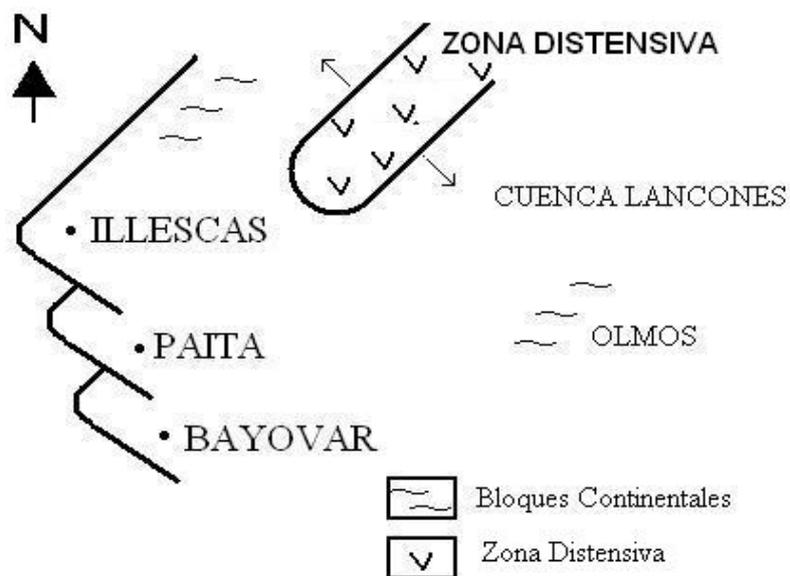


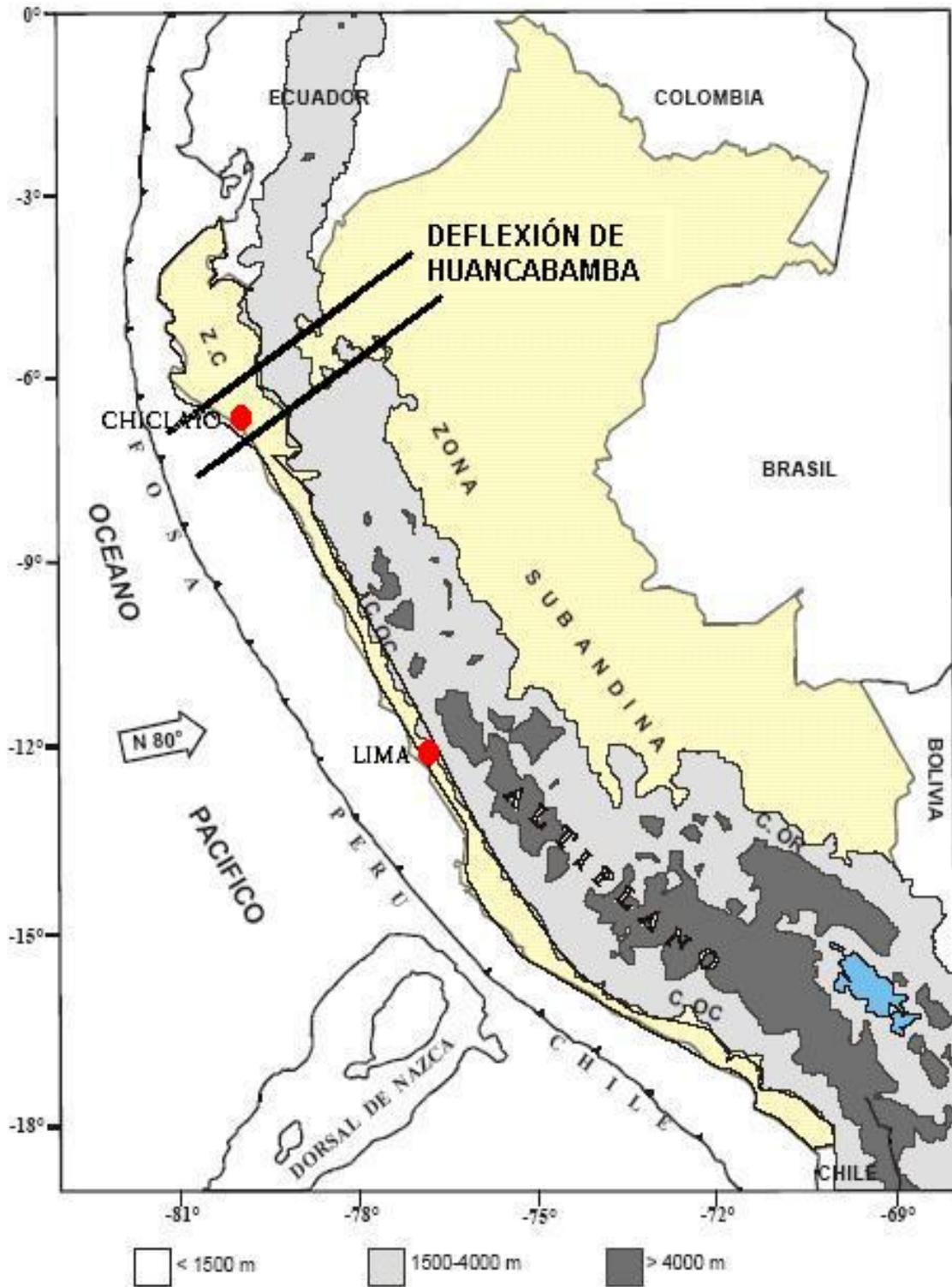
**Figura 20 .- Localización de los Mayores Distritos de SMV del Mundo. (Barrie y Hunnington, 1984)**

**Figura 21 .- Esquema Formacional Triásico-Cretaceo Inferior para Sudamérica**

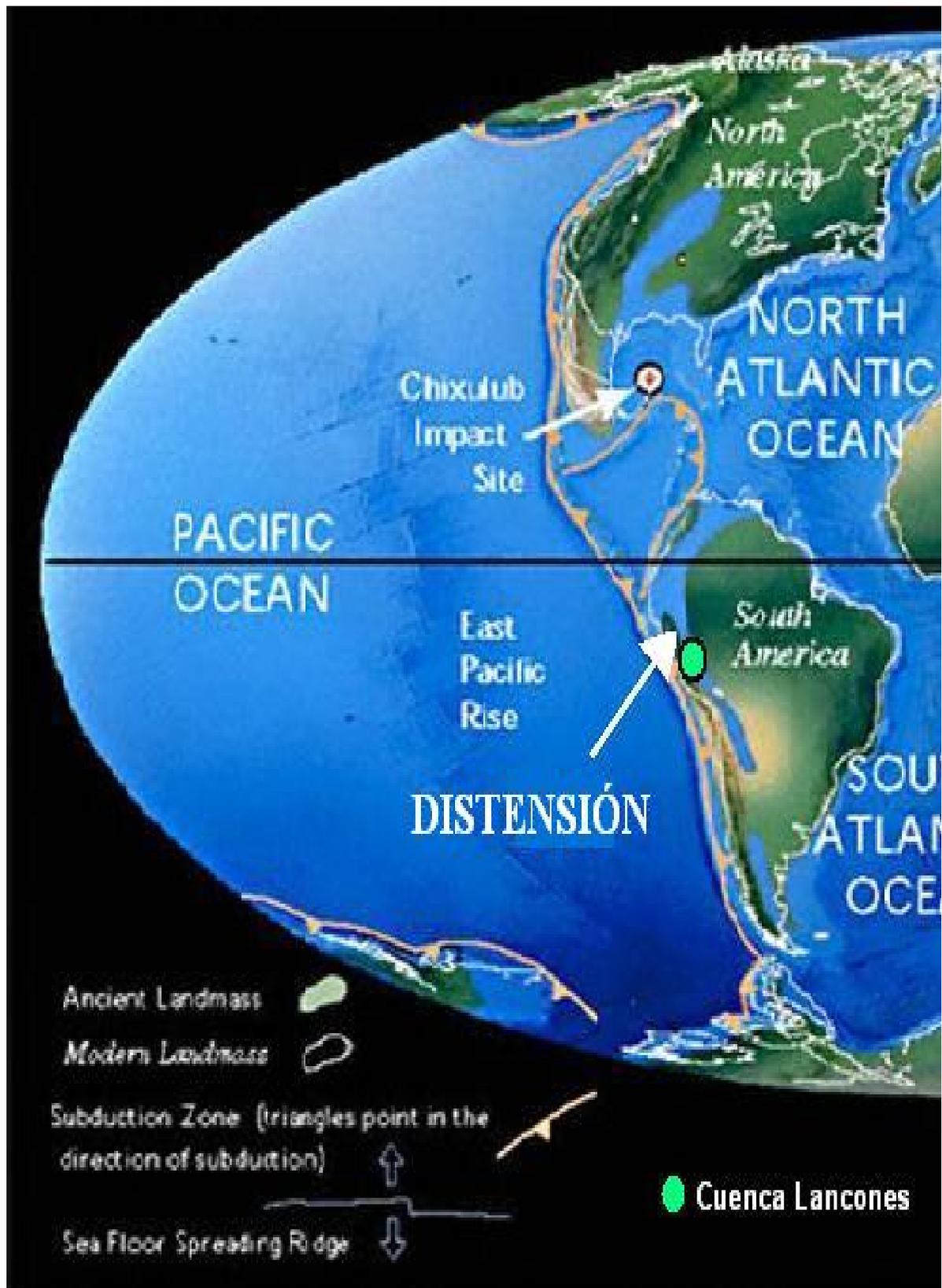


**21.1) Esquema de Formación de Sudamérica**

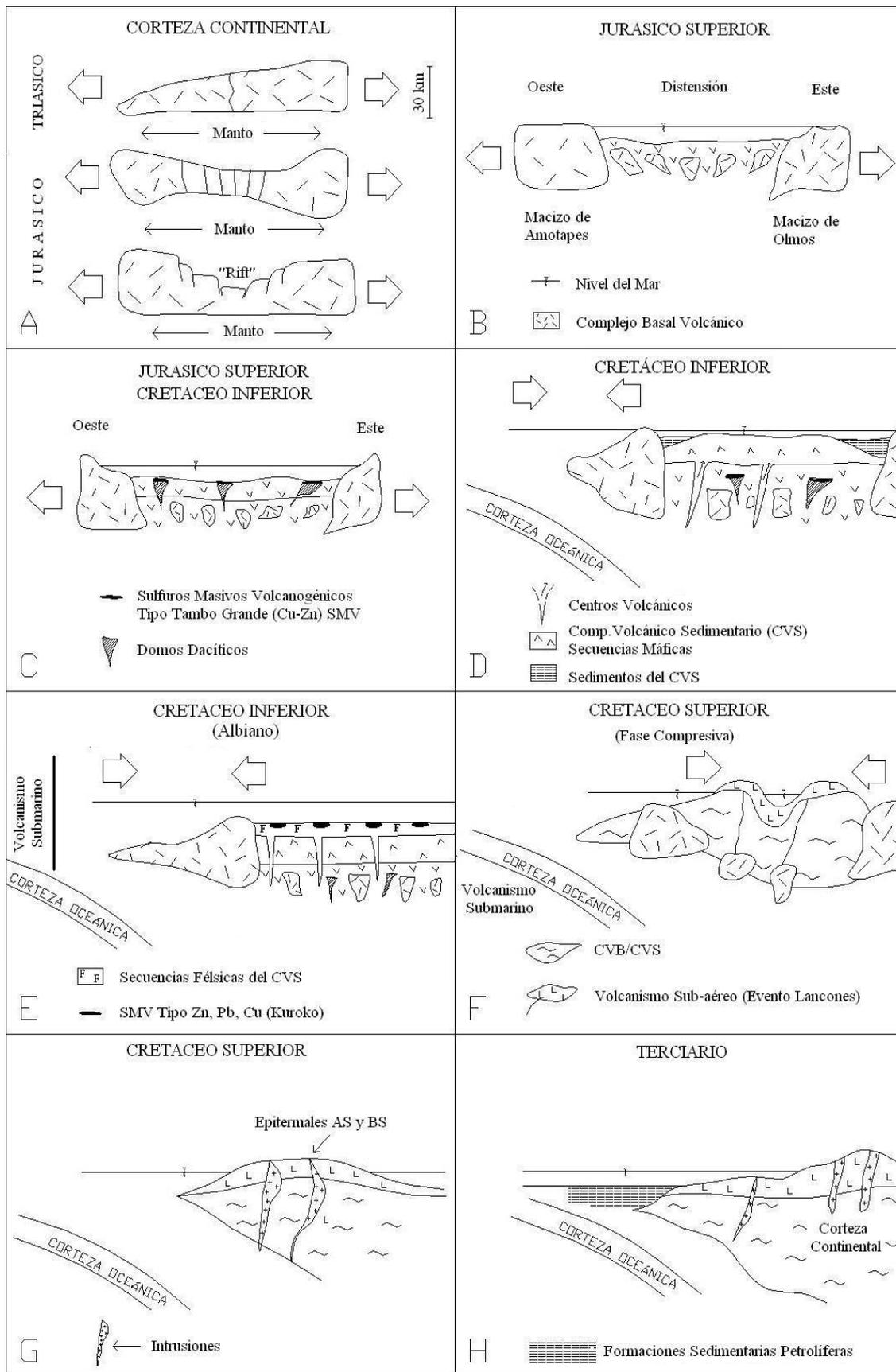




**Figura 22 .- Deflexión de Huancabamba.  
Cambio de Rumbo de Los Andes Centrales**



**Figura 23 .- Situación Paleogeográfica Durante el Cretáceo Inferior de la Cuenca Lancones (Modificado de Scotese, C. 2001)**

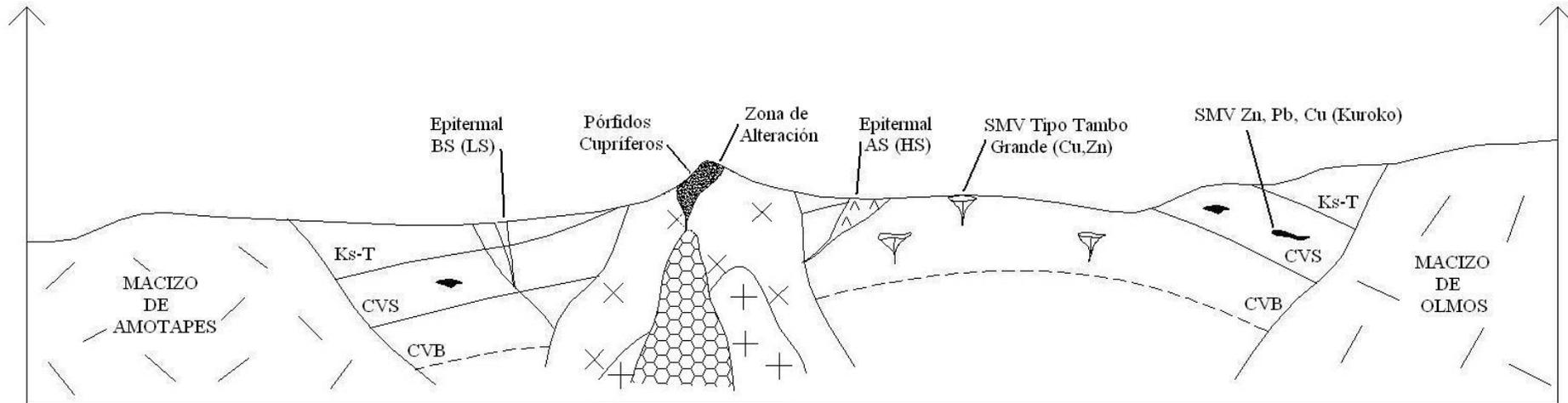


**Figura 24 .- Esquema Hipotético de la Evolución de la Cuenca Lancones.**

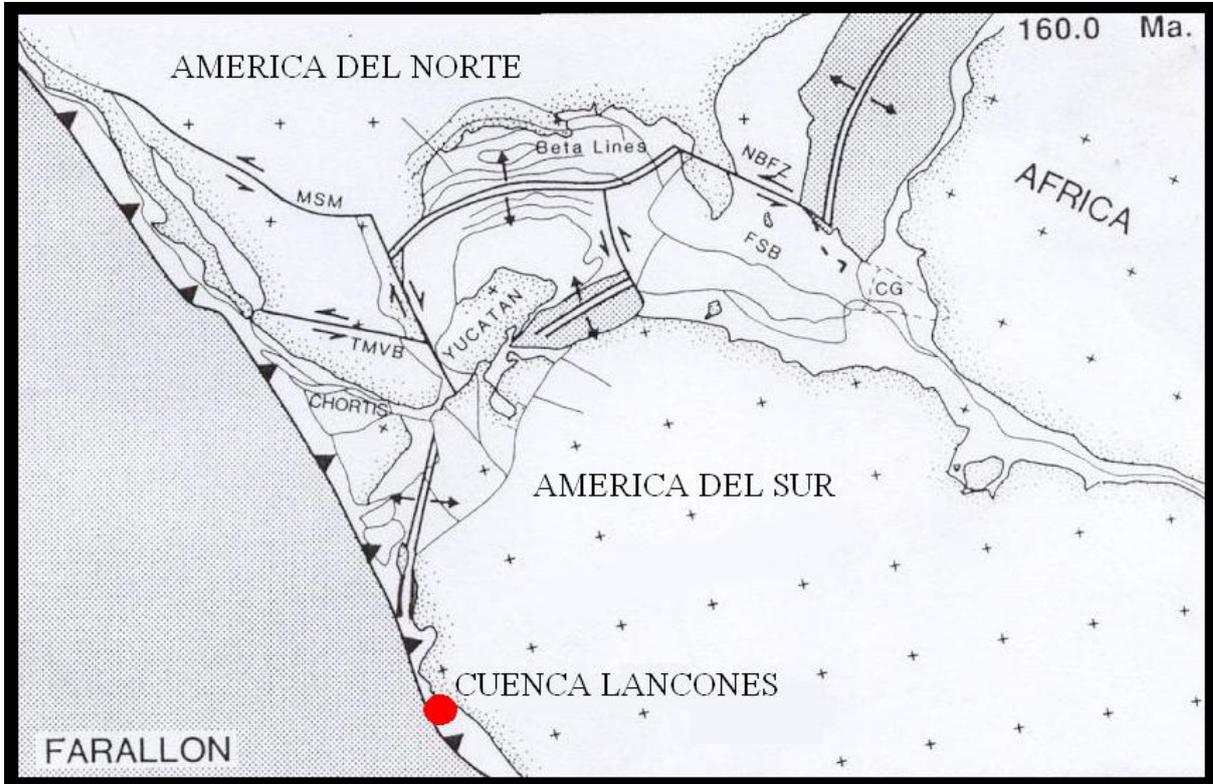
OESTE

MIRANDO AL NORTE

ESTE



**Figura 25 .- Modelo Metalogénico de la Cuenca Lancones. La Simbología de Las Intrusiones (Equis, Cruces y Hexágonos) Corresponden a las Múltiples Intrusiones del Complejo Plutónico de Las Lomas.**



**Figura 26 .- Reconstrucción Tectónica del Jurásico Medio y la Posición de la Cuenca Lancones en Relación con una Paleoestructura de Régimen Extensivo (Modificado de Ross y Scotese, 1988).**

## **FOTOGRAFIAS**

## RELACION DE FOTOGRAFÍAS

1. Lavas Basálticas Almohadilladas
2. Gabros del Cerro Ereó
3. Jaspes del Higuerón
4. Tambo Grande – TG1
5. Detalle del Gossan de Tambo Grande
6. Gossan con Baritina – TG1
7. Ignimbritas del Higuerón
8. Contacto CVS / CBV
9. Indicio Cerro Colorado
10. Sílice-Ferruginosa de Cerro Colorado
11. “*Stringer*” de Cerro Colorado
12. Detalle del “*Stringer*” de Cerro Colorado
13. Sulfuro Masivo de Cerro Colorado
14. Sílice-Hematita de Potrobayo
15. Detalle de Sílice-Hematita de Potrobayo
16. Vista del Cuerpo FL05 – Potrobayo
17. Gabro Sub-volcánico de la Hacienda Curbán
18. Pórfido Cuprífero de Chancadora

**1**

**2**

# 3

**4**

# 5

# 6

**7**

8

9

**10**

**11**

**12**

# 13

**14**

15

**16**

**17**

**18**

## RELACION DE DIAGRAMAS

1. Población de Muestras Sub-alcalinas
2. Población Bimodal Toleítico-Calcoalcalina
3. Subdivisión de Rocas Sub-alcalinas. Usando el Diagrama  $\text{SiO}_2$  -  $\text{K}_2\text{O}$ . Gill, 1977
4. Clasificación Química de las Rocas Volcánicas. Usando el Diagrama TAS. Alcalies vs. Silica
5. Representación de Concentraciones de Rb vs. Yb + Ta. Diagrama de Pearce et al, 1984
6. Representación de Concentraciones de Rb vs. Y + Nb. Diagrama de Pearce et al, 1984
7. Formación La Bocana – Miembro Cabuyal (REEs)
8. Sondeos del Indicio Potrobayo. Utilizando el Diagrama REEs. Nakamura, 1974
9. Formación La Bocana (Rocas Félsicas). Utilizando el Diagrama REEs. Sun and McDon, 1989
10. Formación La Bocana (Rocas Máficas). Usando el Diagrama de REEs. Nakamura, 1974
11. Formación La Bocana (Rocas Sedimentarias). Utilizando el Diagrama de REEs. Nakamura, 1974
12. Representación de los Datos las de Muestras del Miembro Pilares. Usando el Diagrama de Sun and McDon, 1989
13. Representación de los Datos de las Muestras de Lava del Miembro Pilares. Usando el Diagrama de Sun and McDon, 1989
14. Diagrama de Tierras Raras de Rocas “Contaminadas” vs. Rocas “Primitivas”. Usando el Diagrama de Sun and McDon, 1989

15. Diagrama de Tierras Raras de Rocas Asociadas a los Depósitos SMV en una Cuenca del Tipo Tras-arco Madura. Usando el Diagrama de Sun and McDon, 1989
16. Diagrama de Tierras Raras de Rocas Asociadas a los Depósitos SMV en una Cuenca del Tipo Tras-arco. Usando el Diagrama de Sun and McDon, 1989

## RELACION DE TABLAS

1. Resultados de los Análisis por Óxidos Mayores
2. Resultados de los Análisis por Elementos Menores
3. Resultados de los Análisis por Tierras Raras
4. Relación de Muestras del Estudio Petro-mineralógico de la Cuenca Lancones
5. 4-A Relación de Muestras del Estudio Petro-mineralógico de la Cuenca Lancones
6. Resultados de los Estudios de PIMA de la Cuenca Lancones
7. Cuadro Comparativo Entre las Cuencas Lancones, Huarmey y Cañete
8. Cuadro Resumen de Resultados
9. Promedio de Leyes de los Depósitos de SMV Conocidos de la Cuenca Lancones
10. Clasificación de los Depósitos de SMV Conocidos de la Cuenca Lancones
11. Clasificación de los Depósitos de SMV Conocidos de las Cuencas Huarmey y Cañete
12. Tonelaje y Ley de los Diferentes Tipos de SMV, Considerando su Edad de Formación.

## **RELACION DE FIGURAS (ESCALA GRÁFICA)**

1. Mapa de Ubicación de la Cuenca Lancones.
2. Síntesis Estratigráfica y Correlaciones de las Series Cretácicas y Paleocenas de la Zona de Ante-arco del Noroeste del Perú y Suroeste de Ecuador.
3. Diagrama Esquemático de la Evolución de la Cuenca Lancones.
4. Corte Esquemático de las Secuencias Volcánicas de la cuenca Lancones, NO – SE aprox.
5. Esquema Paleográfico de la Cuenca Lancones.
6. Diagrama Ternario de las Composiciones Metálicas de los Depósitos SMV Conocidos de la Cuenca Lancones.
7. Esquema de Mineralización – Alteración de los Depósitos Tipo Kuroko del CVS de la Cuenca Lancones.
8. Columna Estratigráfica Generalizada Tomando Como Referencia el Depósito Sur del TG3.
9. Desarrollo Esquemático del Depósito TG3 (Mirando al Noroeste).
10. Relación Entre Contenido Metálico vs. Reservas de los 800 Depósitos de Sulfuros Masivos más Importantes del Mundo.
11. Ubicación de las Cuencas Volcano-sedimentarias, Jurásico – Cretáceas (Lancones, Huarmey y Cañete) y los SMV Conocidos.
12. Formaciones Jurasicas volcano-sedimentarias Prospectivas por SMV en el Perú.
13. Relación Entre la Proporción Cu: (Cu+Zn+Pb) vs. Ag:Ag de los Depósitos de SMV Conocidos de la Cuenca Lancones.

14. Características Esenciales de un Depósito de Sulfuros Masivos Volcanogénicos Idealizado.
15. Modelo del Sistema Hidrotermal Productor de SMV.
16. Modelo Genético de la Relación Oro / Zona de Óxidos del Depósito TG1.
17. Diagrama Ternario de las Composiciones Metálicas de los Depósitos SMV Conocidos de las cuencas Huarmey y Cañete.
18. Ubicación de los SMV y Anomalías Gravimétricas con Respecto a las Sub-Cuencas.
19. Modelo Geofísico del Depósito de SMV TG3.
20. Localización de los Mayores Distritos de SMV del Mundo.
21. Esquema Formacional Triásico – Cretácico para Sudamérica.
22. Deflexión de Huancabamba. Cambio de Rumbo de los Andes Centrales.
23. Situación Paleogeográfica durante el Cretáceo Inferior de la Cuenca Lancones.
24. Esquema Hipotético de la Evolución de la Cuenca Lancones (“*Rift*”).
25. Modelo Metalogénico de la Cuenca Lancones.
26. Reconstrucción Tectónica del Jurásico Medio y la Posición de la Cuenca Lancones en relación con una Paleo-estructura de régimen extensivo.

**RELACION DE MAPAS (ESCALA: 1/100,000)**

1. Mapa Geológico
2. Mapa de Lineamientos Estructurales
3. Mapa de Interpretación Geofísica y Metalogenia
- 1-A. Secciones Geológicas (X-X', Y-Y')

## RELACION DE FOTOGRAFÍAS

1. Lavas Basálticas Almohadilladas
2. Gabros del Cerro Ereo
3. Jaspes del Higuerón
4. Tambo Grande – TG1
5. Detalle del Gossan de Tambo Grande
6. Gossan con Baritina – TG1
7. Ignimbritas del Higuerón
8. Contacto CVS / CBV
9. Indicio Cerro Colorado
10. Sílice-Ferruginosa de Cerro Colorado
11. “*Stringer*” de Cerro Colorado
12. Detalle del “*Stringer*” de Cerro Colorado
13. Sulfuro Masivo de Cerro Colorado
14. Sílice-Hematita de Potrobayo
15. Detalle de Sílice-Hematita de Potrobayo
16. Vista del Cuerpo FL05 – Potrobayo
17. Gabro Sub-volcánico de la Hacienda Curbán
18. Pórfido Cuprífero de Chancadora

## RELACION DE ABREVIATURAS UTILIZADAS

- **AS** (Alta Sulfuración)
- **B5** (Tambo Grande 5)
- **BS** (Baja Sulfuración)
- **CBV** (Complejo Basal Volcánico)
- **cgrs** (Cobres Grises)
- **ci** (Carga Iónica)
- **cm** (Centímetro)
- **cp** (Calcopirita)
- **CVS** (Complejo Volcánico Sedimentario)
- **cz** (Cuarzo)
- **DDH** (Perforación Diamantina)
- **E** (Este)
- **ef** (Esfalerita)
- **Fig** (Figura)
- **Form.** (Formación)
- **Foto** (Fotografía)
- **FPI** (Faja Pirítica Ibérica)
- **gn** (Galena)
- **HFSE** (Elementos de Alta Fuerza de Campo)
- **HREE** (Tierras Raras Pesadas)
- **HS** (“*High Sulfidation*”- Alta Sulfuración)
- **IAT** (Arcos de Islas Toleíticas)
- **IGM** (Instituto Geológico Minero de Portugal)
- **IGME** (Instituto Geominero de España)

- **K** (Cretáceo)
- **K-Ar** (Potasio-Argón)
- **Ki** (Cretáceo Inferior)
- **km** (Kilómetros)
- **Ks** (Cretáceo Superior)
- **KT** (Cretáceo-Terciario)
- **LFSE** (Elementos de Baja Fuerza de Campo)
- **LILE** (Elementos litófilos de Iones grandes)
- **LOI** (Pérdida de Ignición)
- **LR** (Luz Reflejada)
- **LREE** (Tierras Raras Ligeras)
- **LS** (“*Low Sulfidation*”-Baja Sulfuración)
- **LTP** (Lámina Transparente-Pulida)
- **m** (Metro)
- **Ma** (Millones de Años)
- **mm** (Milímetro)
- **N** (Norte)
- **N//s** (Nicoles Paralelos)
- **N+s** (Nicoles Cruzados)
- **O** (Oeste)
- **PIMA** (Analizador Mineral Infrarrojo Portátil)
- **ppb** (Partes por Billón)
- **ppm** (Partes por Millón)
- **py** (Pirita)
- **Q** (Cuaternario)
- **RC** (Circulación Inversa)

- **REEs** (Tierras Raras)
- **Re-Os** (Renio-Osmio)
- **ri** (Radio Iónico)
- **rt** (Rutilo)
- **S** (Sur)
- **S.I.** (Sensu Lato)
- **SMV** (Sulfuro Masivo Volcanogénico)
- **SWIR** (Gama de Onda Corta del Infrarrojo)
- **T** (Terciario)
- **TG1** (Tambo Grande 1)
- **TG3** (Tambo Grande 3)
- **Ti** (Terciario Inferior)
- **TIAT** (Arcos de Islas Toleíticas Transicionales)
- **ton** (Toneladas)
- **TQ** (Terciario-Cuaternario)
- **VAG** (Granitos de Arco Volcánico)
- **VMS** (Sulfuros Masivos Volcanogénicos)
- **WPG** (Granitos Intra-placas)

## **MAPAS**