



Red DESIR

MÁSTER INTERNACIONAL APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS MINERALES

TESIS DE MAESTRÍA

“Geoquímica Isotópica de Plomo en los Pórfidos Miocénicos del Norte del Perú – Región Cajamarca”

Raymond Rivera Cornejo

Septiembre – 2008





Red DESIR

**MÁSTER INTERNACIONAL
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS
RECURSOS MINERALES**

Línea:

Recursos Minerales

TESIS DE MAESTRÍA

**“Geoquímica Isotópica de Plomo en los Pórfidos
Miocénicos del Norte del Perú – Región Cajamarca”**

Raymond Rivera Cornejo

Septiembre – 2008



CURSO 2007-2008

**MÁSTER INTERNACIONAL
APROVECHAMIENTO SOSTENIBLE DE LOS RECURSOS
MINERALES**

Como director del Trabajo,

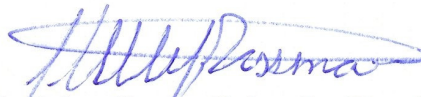
Autorizo la presentación de la Tesis de Maestría
**“Geoquímica Isotópica de Plomo en los Pórfidos Miocénicos
Del Norte del Perú – Región Cajamarca”**

Realizado por
Raymond Rivera Cornejo

Bajo mi dirección
y

José Macharé Ordoñez

Jorge Quispe Cangana



Firmado: Prof. **Celso Gaeta Colombo Tassinari**

Fecha:



Red DESIR

Constituido el tribunal nombrado por el Coordinador Internacional del Programa de Máster Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales, el día de de 2008

Presidente : Ricardo Castroviejo Bolibar
Vocal : Cesar Vidal
:
Secretario : Victor Carlotto Caillaux

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis de Maestría el día 25 de 09 de 2008

EL PRESIDENTE

EL SECRETARIO

LOS VOCALES





“Geoquímica Isotópica de Plomo en los Pórfidos Miocénicos del Norte del Perú – Región Cajamarca”

Memoria de la Tesis de Maestría que para optar al Título de Master en “Aprovechamiento Sostenible de los Recursos Minerales”, impartido por la Red DESIR, presentada por el Ingeniero Geólogo **Raymond Rivera Cornejo**

Universidad Nacional de Piura

Director

Dr. Colombo Gaeta Tassinari

Tutores

Dr. José Macharé Ordoñez

MSc Jorge Quispe Cangana

Realizada en INGEMMET

Setiembre - 2008

Lima – Perú



INDICE

RESUMEN	I
ABSTRACT	II
AGRADECIMIENTOS	III
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Ubicación y accesibilidad a la zona de estudio	1
1.2 Objetivos de la investigación	3
1.2.1 Objetivos generales	3
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 Justificación	3
1.4 Estado del arte	4
1.4.1 Antecedentes	4
1.4.2 Los pórfidos	5
• Ambiente geológico tectónico	5
1.4.3 Evolución isotópica del plomo	7
• Modelo de evolución del plomo (Stacey & Kramers,1975)	8
• Modelo de la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981)	10
1.4.4 Isótopos de plomo aplicados a la exploración	12
CAPÍTULO II: MÉTODOS DE TRABAJO	14
2.1 Compilación de la información	14
2.2 Trabajo de campo	14
2.3 Trabajo analítico	15
2.3.1 Procedimiento analítico de las composiciones isotópicas del plomo	15
• Preparación de muestras	16
a) Separación de minerales	16
b) Roca total	18
c) Ataque químico	18
d) Separación del plomo	19
e) Lectura en el espectrómetro	19

2.3.2 Resultados de las relaciones isotópicas del plomo	19
CAPÍTULO III: GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO	21
TECTÓNICO	
3.1 Unidades morfoestructurales	21
3.1.1 Cordillera Occidental	21
3.2 Unidades geológicas	21
3.2.1 Mesozoico	21
3.2.2 Cenozoico	22
3.2.3 Depósitos cuaternarios	23
3.3 Rocas intrusivas	24
3.3.1 Stocks miocénicos	25
3.4 Contexto tectónico	25
CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS PORFIRÍTICOS	28
4.1 Depósito El Galeno	28
4.1.1 Geología	28
4.1.2 Alteración y mineralización	31
4.2 Minas Conga	33
4.2.1 Chailhuagón	34
a) Geología	34
b) Alteración y mineralización	35
4.2.2 El Perol	36
a) Geología	36
b) Alteración y mineralización	38
CAPÍTULO V: EDAD DE MINERALIZACIÓN DE LOS DEPÓSITOS	41
PORFIRÍTICOS	
5.1 Datos geocronológicos	41
5.2 Comentario sobre los datos geocronológicos	43
5.3 Marco regional	45
5.3.1 Sector de los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo	46
5.3.2 Sector Hualgayoc – Tantahuatay	46
5.3.3 Sector del distrito minero Yanacocha	47

5.3.4 Sector La Zanja – Sipán	48
5.4 Discusión	49
CAPÍTULO VI: CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DE LOS YACIMIENTOS	53
6.1 Método analítico	54
6.2 Elementos mayores	54
6.3 Elementos traza	56
6.4 Discriminantes de granitos	59
6.5 Discusión	63
CAPÍTULO VII: ISÓTOPOS DE PLOMO EN LOS EN LOS PÓRFIDOS MIOCÉNICOS DEL NORTE DEL PERÚ	67
7.1 Provincias isotópicas de plomo	67
7.1.1 Provincia I	68
7.1.2 Provincia II	68
7.1.3 Provincia III	69
7.2 Resultados de isótopos de plomo	71
7.3 Discusión	76
CAPÍTULO VIII: RELACIÓN ENTRE LA TECTÓNICA, MAGMATISMO Y MINERALIZACIÓN	82
CAPÍTULO IX: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	92
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94
ANEXOS	

RELACIÓN DE FIGURAS

- Figura 1.1** Mapa de ubicación y accesibilidad.
- Figura 1.2** Distribución de las principales zonas con mineralización de pórfidos cupríferos en el mundo.
- Figura 1.3** Modelos de evolución del plomo: A) Modelos de estadio simple - Colmes y Houtermans (1946). B) Modelo de doble estadio – Stacey & Kramers (1975).
- Figura 1.4** Modelo de evolución del plomo para la plumbotectónica. A) Diagrama toriogénico. B) Diagrama uranogénico.
- Figura 2.1** Foto de venillas tipo B, seleccionadas para los estudios isotópicos de plomo.
- Figura 2.2** Foto de separación de muestras: A) Separación manual de los granos de pirita, B) Separación de sulfuros usando el separador magnético, C) Separación de sulfuros usando líquidos densos.
- Figura 2.3** Foto del pulverizado de la muestra por el método de roca total.
- Figura 3.1** Mapa geológico regional del área de estudio, mostrando la ubicación de los principales depósitos mineralizados y su relación al sistema de fallas Punre – Canchis.
- Figura 3.2** Resumen del contexto tectónico de la zona de estudio. Modificado de Davies (2002)
- Figura 4.1** Foto del depósito porfirítico El Galeno. (Cu – Mo)
- Figura 4.2** Control litológico del pórfido El Galeno. (Cu – Mo). (Copper Lúmina, Pro-explo, 2007)
- Figura 4.3** Control estructural del pórfido El Galeno y el epitermal Hilorico. (Copper Lúmina, Pro-explo, 2007)
- Figura 4.4** Paragénesis del pórfido El Galeno. Davies (2002)
- Figura 4.5** Foto del pórfido Chailhuagón. Minas Conga (X Simposium Internacional “Yacimientos minerales metálicos, modelos y metodologías de exploración”)
- Figura 4.6** Foto panorámica del pórfido El Perol.
- Figura 5.1** Mapa mostrando la ubicación de los depósitos porfiríticos, tendencia de emplazamiento y sus edades geocronológicas (Ar/Ar).

- Figura 5.2** Esquema de los resultados de las edades Plateau de Minas Conga. (Gustafson, L. et al., 2005)
- Figura 5.3** Diagrama esquemático ilustrando la evolución geocronológica de la mineralización y de la roca. (Gráfico modificado de Davies, 2002)
- Figura 6.1** Diagrama de acidez vs alcalinidad de los stocks estériles y mineralizados.
- Figura 6.2** Diagrama TAS mostrando la clasificación geoquímica de las rocas intrusivas
- Figura 6.3** Diagrama de clasificación geoquímica del SiO_2 vs Zr/TiO_2
- Figura 6.4** Diagrama de alcalinidad vs subalcalinidad.
- Figura 6.5** Diagrama de clasificación geoquímica de la serie subalcalina.
- Figura 6.6** Diagrama spider de elementos traza de las rocas intrusivas estériles.
- Figura 6.7** Diagrama spider de elementos traza de las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización.
- Figura 6.8** Diagrama spider de elementos traza para rocas de mena.
- Figura 6.9** Diagrama spider de elementos traza del pórfido El Galeno.
- Figura 6.10** Diagrama Spider de elementos traza en Minas Conga.
- Figura 6.11** Diagrama spider de los elementos traza para los sistemas porfiríticos.
- Figura 6.12** Diagrama de cocientes La/Yb vs La mostrando la diferenciación magmática.
- Figura 6.13** Diagrama discriminante de granitos Rb vs Y+Nb
- Figura 6.14** Diagrama discriminante de granitos Nb vs Y
- Figura 6.15** Diagrama de correlación discriminantes entre granitos tipo I y S.
- Figura 6.16** Diagrama de clasificación de granitos según su grado de evolución.
- Figura 6.17** Diagrama de clasificación redox para rocas ígneas.
- Figura 6.18** Metalogénesis ígnea de los pórfidos del norte del Perú – región Cajamarca
- Figura 7.1** Provincias y subprovincias isotópicas de los Andes centrales (Macfarlane et al., 1990; modificada por Tosdal et al., 1999)
- Figura 7.2** Diagrama esquemático $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las rocas con alteración hidrotermal y sulfuros de mena ploteados sobre las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) teniendo como referencia la curva de evolución del Pb (Stacey y Kramers, 1975)
- Figura 7.3** Diagrama esquemático $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las rocas con alteración hidrotermal y sulfuros de mena ploteados sobre las provincias

isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) teniendo como referencia la curva de evolución del Pb (Stacey y Kramers, 1975)

- Figura 7.4** Diagrama esquemático $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para los sulfuros de mena de los depósitos de la zona de estudio y su comparación con las relaciones isotópicas de Hualgayoc (Macfarlane, 1999), Michiquillay, El Galeno y Yanacocha (Davies, 2002). Se toma como referencia las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) y la curva de evolución del Pb (Stacey & Kramers, 1975)
- Figura 7.5** Diagrama esquemático $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para los sulfuros de mena de los depósitos de la zona de estudio y su comparación con las relaciones isotópicas de Hualgayoc (Macfarlane, 1999), Michiquillay, El Galeno y Yanacocha (Davies, 2002). Se toma como referencia las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane, et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) y la curva de evolución del Pb (Stacey & Kramers, 1975)
- Figura 7.6** Comparación de relaciones isotópicas de Pb entre el pórfido El Perol y las rocas carbonatadas. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Stacey & Kramers; 1975)
- Figura 7.7** Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas frescas, alteradas y mena. Se toma como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida para el modelo de la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981)
- Figura 7.8** Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas frescas, alteradas y mena. Se toma como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida para el modelo de la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981)
- Figura 7.9** Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparando las menas de los pórfidos miocénicos de la zona de estudio con las menas del distrito minero de Hualgayoc (Macfarlane, 1999). Son ploteados como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida para el modelo de la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981).
- Figura 7.10** Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparando las menas de los pórfidos miocénicos de la zona de estudio con las menas del distrito minero de Hualgayoc (Macfarlane, 1999). Son ploteados como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida para el modelo de la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981).

- Figura 8.1** Posiciones de la placa de Nazca, a través del tiempo geológico, interpretado mediante anomalías magnéticas (Pardo-Casas y Molnar, 1987).
- Figura 8.2** Sentido del movimiento del sistema de fallas Punre–Canchis, durante el Paleógeno (a) y el Mioceno (b).
- Figura 8.3** Comportamiento de la falla Punre-Canchis, en sus zonas de inflexión durante el Paleógeno (a) y el Mioceno (b).
- Figura 8.4** Efectos del esfuerzo diferencial horizontal y la alimentación magmática sobre la distribución de los volcanes e intrusiones subvolcánicas, modificado por Takada (1994)

RELACIÓN DE CUADROS

- Cuadro 1.1** Valores de isótopos de plomo, μ y ω para el modelo de evolución del plomo en doble estadio, determinado por Stacey y Kramers (1975).
- Cuadro 5.1** Resumen de los datos geocronológicos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Noble et al., 1990).
- Cuadro 5.2** Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Davies, 2002).
- Cuadro 5.3** Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Gustafson et al., 2004 y Noble et al., 2004)
- Cuadro 6.1** Cocientes Nb/Yb.

RELACIÓN DE ANEXOS

- Anexo I:** Relación de muestras para estudios isotópicos de plomo
- Anexo II:** Datos geoquímicos de elementos mayores (Davies, 2002)
- Anexo III:** Datos geoquímicos de elementos traza (Davies, 2002)
- Anexo IV:** Datos geoquímicos de elementos traza
- Anexo V:** Cocientes de isótopos de plomo de las calizas y depósitos minerales de la región de Cajamarca.
- Anexo VI :** Secciones pulidas de los pórfidos de El Galeno y Minas Conga.

RESUMEN

La franja de los depósitos porfiríticos miocénicos se extiende con un rumbo NO-SE a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Occidental de los Andes del norte del Perú. Las edades geocronológicas de los depósitos porfiríticos y de las rocas ígneas en la región de Cajamarca permiten reconocer periodos de gran actividad magmática durante el Mioceno. Esta actividad magmática tiene una cercana relación con los periodos orogénicos y con las altas razones de convergencia de la placa oceánica. La reinterpretación de los nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en los depósitos minerales permiten evidenciar una evolución geocronológica del magmatismo en sentido NO, mostrando además una distribución espacial de los depósitos minerales también con orientación NO. Ambas características geocronológicas y espaciales son paralelas a la falla regional Punre-Canchis. La reinterpretación de los datos geoquímicos (Davies, 2002), clasifican a los pórfidos de la zona de estudio como del tipo I, lo que sugiere un común origen profundo, con débil contaminación cortical. La diferenciación magmática para los pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo sería una clave para los diferentes tipos de mineralización. Los resultados de las relaciones isotópicas del plomo de 14 muestras de los pórfidos miocénicos del norte del Perú (Chailhuagón, El Perol, El Galeno) indican procesos magmáticos que los relacionan a un común origen profundo para la mineralización, corroborando de esta manera los resultados de la reinterpretación geoquímica. Las relaciones isotópicas de plomo no demuestran una clara interacción fluido hidrotermal – roca caja, por lo tanto no se puede asegurar que la roca caja jugó un papel predominante en los diferentes tipos de mineralización entre los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo. Las relaciones isotópicas del plomo del distrito minero de Hualgayoc son muy parecidas a la de los pórfidos miocénicos de la región de Cajamarca, Por tanto las evidencias isotópicas, estructurales y geocronológicas sugieren que el distrito de Hualgayoc tiene la misma fuente de mineralización que los pórfidos miocénicos. Por otro lado, el análisis plumbotectónico, demuestra que los depósitos antes mencionados, tiene como fuente de plomo radiogénico una zona orogénica con predominio de la corteza superior. La relación entre la tectónica, magmatismo y mineralización proponen a la falla Punre-Canchis como el principal dominio estructural regional que controló el emplazamiento de los pórfidos miocénicos en la región de Cajamarca, sirviendo a su vez como la principal vía para el ascenso de los magmas desde un origen profundo.

ABSTRACT

The miocene porphyry deposits belt extends with a NO-SE strike along the western flank of the Western Cordillera of the Andes of northern Peru. The geochronological ages of the porphyry deposits and rocks in the region of Cajamarca have allowed to recognize periods of peak magmatism activity during the Miocene. This magmatism activity has a close relationship with the orogenic episodes and high ratios of convergence of the oceanic plate. The reinterpretation of the new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates in the mineral deposits allows to evidence an evolution geochronological of the magmatism in sense NO, showing furthermore a space distribution of the mineral deposits also with orientation in sense NO. Both geochronological and space characteristics are parallel to Punre-Canchis regional fault. The reinterpretation of the geochemistry data (Davies, 2002), classify to the porphyry of the study area as of the I type, suggesting a common deep source, with weak cortical contamination. The magmatic differentiation for the porphyry Au-Cu and Cu-Au-Mo could have been a key for the different mineralisation types. The results of the isotopic relationships of lead of 14 samples from the miocenic porphyry of the north Peru (Chailhuagón, El Perol y El Galeno) indicate magmatic processes that relate them to a common deep source for the mineralisation, corroborating this way the results of the geochemistry reinterpretation. The isotopic relationships of lead don't demonstrate a clear interaction hydrothermal fluid – host rock, therefore it cannot make sure that the host rock played a predominant paper in the different mineralisation types between the porphyry of Au-Cu and Cu-Au-Mo. The isotopic relationships of lead of Hualgayoc mining district are very similar to that of the miocenic porphyry of the region of Cajamarca, in such a sense the isotopic, structural and geochronological evidences suggest that the district of Hualgayoc has the same mineralisation source that the miocenic porphyry. On the other hand, the plumbotectonic analysis, show that the deposits before mentioned has as source of radiogenic lead an orogenic area with prevalence of the upper crust. The relationship among the tectonic, magmatism and mineralisation proposes to the Punre – Canchis fault like the main structural regional domain that it controlled the location of the miocene porphyry of the region of Cajamarca, serving as the main via for the ascent of the magmas from a deep origin.

AGRADECIMIENTOS

El estudio: “ Geoquímica Isotópica de Plomo en los Pórfidos Miocénicos del Norte del Perú – Región Cajamarca” ha sido posible gracias al apoyo de las empresas Copper Lúmina S.A. propietaria del pórfido El Galeno y Minas Conga propietaria de los pórfidos Chailhuagón y El Perol, a quien estaré siempre muy agradecido por permitirme la investigación de sus depósitos.

Un especial agradecimiento al Dr. Colombo Tassinari (Director del Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo), por tomarse el tiempo de ser el coordinador principal de mi tesis de Maestría y además por impartir sus conocimientos en forma desinteresada.

Agradezco al Sr. Mario Huerta (Director del INGEMMET) y al Abogado Pedro Sánchez (jefe del área de asesoría jurídica de INGEMMET) por permitirme y ayudarme a finalizar los estudios isotópicos en la ciudad de Sao Paulo, Brasil.

De igual manera mis agradecimientos al Dr. Chirif , Director de la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos de INGEMMET por las facilidades Brindadas para terminar el estudio.

A mis asesores Dr. Jose Macharé y MSc Jorge Quispe por la revisión, corrección y sugerencias para presentar el siguiente estudio.

A mis compañeros del laboratorio de Geocronología y al Sr. Vasco jefe del laboratorio de preparación de muestras por todo las facilidades y enseñanzas asimiladas. A mis compañeros de la Dirección de Recursos Minerales y Energéticos de INGEMMET: Jorge Acosta, Michael Valencia, Alex Santisteban, Eder Villarreal, Italo Rodríguez, Roger González por sus sugerencias y apoyo brindado.

Cabe resaltar un sincero agradecimiento a la Ing. María Marquina por el apoyo incondicional para el desarrollo de la siguiente investigación. Por último agradezco de forma muy especial a mi amigo y compañero de investigación Ing. Alberto Bustamente por el apoyo brindado en el desarrollo de esta tesis.

*“Yo soy el héroe de mi propio tiempo,
porque ni el mismo sabe como
le he logrado arrebatarse tanto
conocimiento en tan poco tiempo”*

(desconocido)

Este trabajo va dedicado a:

*Mis padres Segundo y Diana
Quienes siempre creyeron en
mí, tanto como hijo y profesional.*

*A mis hermanos Paúl, Diani,
Adriana y Gustavo, esperando ser yo
hacia ellos un ejemplo de
“superación constante”*

A Gabriela por su apoyo incondicional.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La zona de estudio es una de las regiones más interesantes desde el punto de vista económico, debido a que posee gran parte de la producción de oro en América del Sur.

Los pórfidos seleccionados para el presente estudio (El Galeno, Chailhuagón y El Perol) se encuentran ubicados en el flanco pacífico de la Cordillera Occidental en el norte del Perú. Su composición geoquímica varía entre dioritas a granodioritas y por lo general tienen una edad de emplazamiento entre el Mioceno temprano a medio.

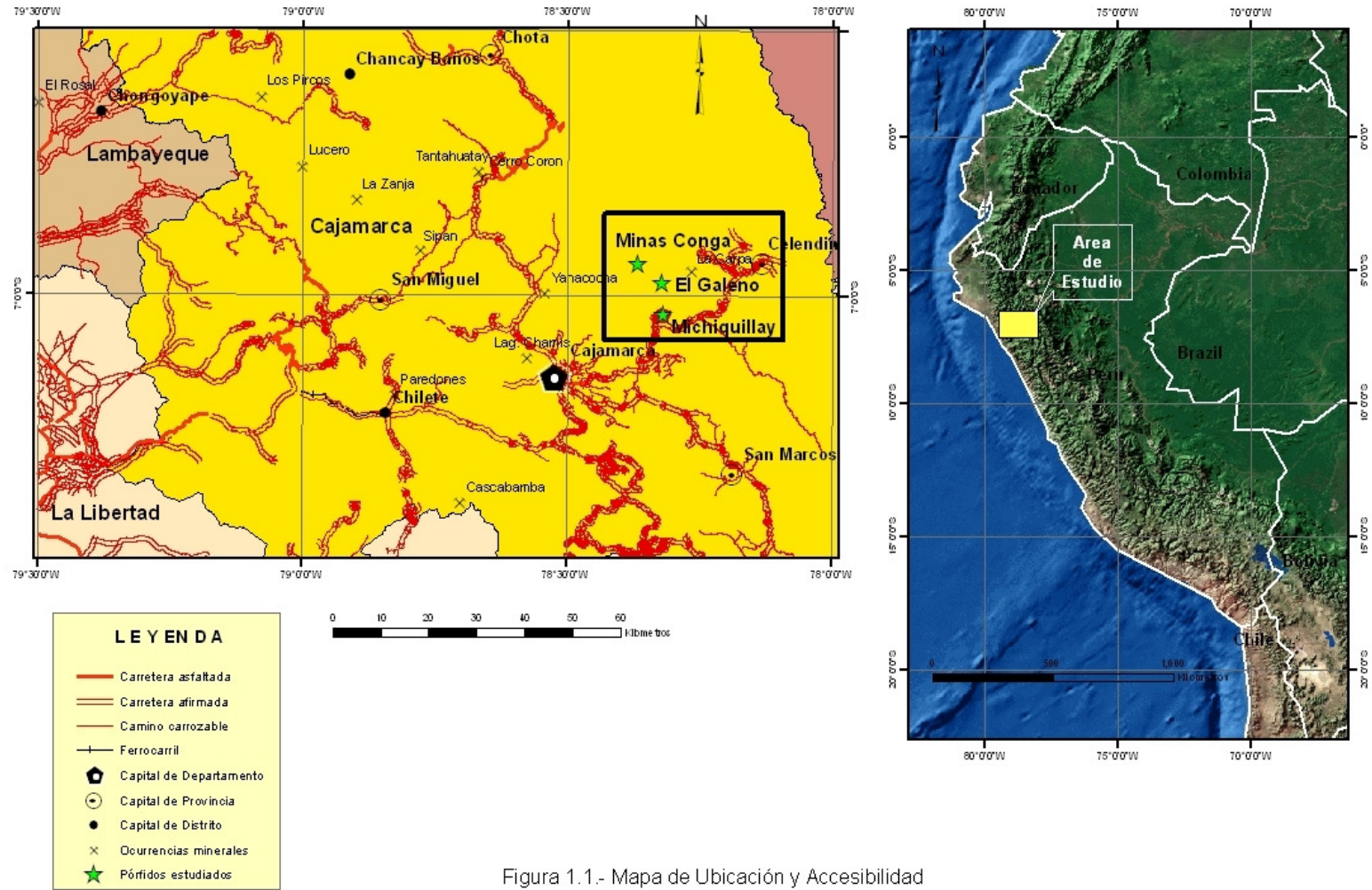
Estos depósitos pertenecen a la franja metalogénica de los pórfidos miocénicos que se extiende desde el centro del Perú (Quispe et al., 2008).

1.1 Ubicación y accesibilidad a la zona de estudio

El área de estudio está ubicada al Noroeste del territorio peruano en el departamento de Cajamarca, en la parte sur de la carta geológica nacional de Celendín (14-g).

Fisiográficamente el área del proyecto se encuentra ubicada en la parte septentrional de la Cordillera Occidental de los andes peruanos; caracterizada por una topografía variada con áreas fuertemente disectadas por ríos y quebradas. Las alturas varían entre 2000 a 4200 metros

La zona de trabajo es fácilmente accesible a través de dos principales carreteras asfaltadas, que partiendo de Trujillo y Pacasmayo, se internan hacia Huamachuco y Cajamarca por los valles de Moche y Jequetepeque, respectivamente. Otra vía se inicia en la hacienda Casagrande y se interna por el valle del río Chicama hacia los baños Chimú. Cabe resaltar que en estas vías asfaltadas que llegan a las ciudades principales, confluyen diversos caminos de herradura que conectan con los pueblos de la región. (Fig. 1.1)



1.2 Objetivos de la investigación

1.2.1 Objetivos generales

- Determinar la fuente de mineralización de los Pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo.
- Estimar la influencia que ejerce la roca caja con respecto a la mineralización en los dos diferentes tipos de depósitos porfiríticos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Estimar la firma isotópica anómala para los pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo.
- Proponer criterios adicionales para la exploración de pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo en la región de Cajamarca.
- Proponer un modelo Genético para los pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo.

1.3 Justificación

La aplicación de los isótopos radiogénicos en los depósitos minerales es muy necesario para poder determinar los modelos genéticos para la mineralización, lo cual incluye caracterización del origen de los fluidos hidrotermales como también los procesos de interacción con la roca caja.

Entonces los estudios isotópicos en la exploración minera pueden ser hechos antes de la definición de las anomalías geoquímicas y/o geofísicas. Los resultados (anomalía isotópica) nos van a permitir evaluar el potencial económico de los prospectos antes del programa de perforación estableciendo un modelo conceptual del posible depósito futuro.

La comparación entre la firma isotópica de los prospectos con otras firmas isotópicas de yacimientos ya conocidos, nos servirán como una herramienta más para establecer prioridades en el instante de la tomas de decisiones en la exploración.

1.4 Estado del arte

A continuación se van a describir los principales trabajos que se tomaron como base para el desarrollo del presente tema de investigación.

Seguidamente, se plantea un marco referencial resumido sobre lo que se conoce a la fecha de los depósitos porfiríticos y la geoquímica isotópica del Pb.

1.4.1 Antecedentes

Existen estudios previos a escala 1: 100 000 que definen la estratigrafía regional del área de estudio, por ejemplo: Benavides, (1956); Reyes, (1980); pero al tratarse de una zona muy interesante, varios estudios se han realizado a una escala muy local, entre los que destaca la tesis doctoral de Davies (2002) “Tectonic, Magmatic and Metallogenic Evolution of the Cajamarca Mining District, Northern Perú”, como también la tesis doctoral de Longo (2005) “Evolution of Volcanism and Hidrotermal activity in the Yanacocha Mining District, Northern, Perú”.

Existen también otras publicaciones muy importantes como son: Gustafson (2004) “Porphyry-epithermal transition, Cajamarca region, northern Perú”, Davies & Willian (2005) “The Galeno and Michiquillay Cu-Au-Mo deposits: geological description and comparison of miocene porphyry systems in the Cajamarca district, northern Perú”, Pinto (2002) “Transición de un sistema de alta sulfuración a un sistema porfirítico de alto nivel en Kupfertal, distrito minero de Yanacocha, Cajamarca – Perú”.

Por otro lado no se puede dejar de mencionar las diversas campañas de exploración y sus respectivos informes internos de las diferentes compañías mineras entre las que destaca Buenaventura S. A., Newmont y Copper Lumina. Actualmente estas compañías siguen explorando la zona tratando de encontrar algún depósito económicamente interesante.

1.4.2 Los pórfidos

Los depósitos porfiríticos por lo general son significantes reservas de Cu, Au y Mo, ellos son comúnmente descubiertos en arcos continentales y oceánicos, notablemente alrededor del anillo del océano Pacífico. Estos depósitos están caracterizados por tener bajas leyes de Cu, Au y/o Mo desarrollado dentro y alrededor del complejo intrusivo porfirítico, siendo las zonas económicamente más interesantes las de enriquecimiento supérgeno. Las amplias y distintas zonas de alteración hidrotermal (potásica, filica argílica y propilítica) suministran un rasgo necesario para los exploradores. (Sillitoe, 1972).

Los depósitos porfiríticos están genéticamente relacionados con intrusiones ígneas epizonales generalmente félsicas y comúnmente porfiríticas. Muchos de estos sistemas porfiríticos se caracterizan por tener muchos episodios intrusivos, pero por general son los primeros los más importantes respecto a la mineralización (Davies, 2002).

En suma por consiguiente, los depósitos porfiríticos de Cu y Mo son considerados a estar confinados en cinturones orogénicos, que resultan desde la subducción de las placas oceánicas litosféricas por debajo de la placa litosférica adyacente. (Sillitoe, 1972).

- **Ambiente geológico tectónico**

La teoría de la placa tectónica litosférica, involucra los conceptos del crecimiento del piso marino, fallas transformantes, el empuje de los márgenes continentales y arcos de islas. Esta teoría es empleada como una base para un modelo actualístico que trata de explicar el origen, distribución espacial y temporal de los depósitos porfiríticos de Cu y Mo (Sillitoe, 1972).

Los pórfidos de cobre se forman en cinturones orogénicos de márgenes de placa convergentes, vinculados generalmente a un magmatismo producido por la subducción. También están asociados al emplazamiento de stocks de alto nivel durante eventos tectónicos de extensión relacionados a fallas de rumbo (Panteleyev, 1995).

Es sugerido que la distribución espacial y temporal de los depósitos porfiríticos, es dependiente de varios factores principales, estos son: el nivel de erosión de una cadena volcánica-intrusiva, el tiempo, la localización de la generación del magma y la disponibilidad de los metales sobre la zona de subducción. Los depósitos porfiríticos parecen haberse formado durante una serie de pulsos relativamente cortos, tal vez correlacionables con los cambios en los relativos ratios de convergencia y direcciones del movimiento de las placas litosféricas (Sillitoe, 1972).

La figura 1.2 muestra la localización de la mayoría de los depósitos porfiríticos de Cu y Mo explotados y de algunos prospectos importantes, los cuales son relacionados a franjas orogénicas Mesozoicas – Cenozoicas y coinciden con los límites de las placas litosféricas activas. Se puede apreciar que la mayoría de los depósitos porfiríticos mundiales se encuentran ubicados en la franja orogénica del circunpácifico y en la porción central de la franja orogénica Alpina. Al oeste de la franja de las Américas contiene mayor parte de los depósitos porfiríticos conocidos, que se extiende desde Argentina pasando por el centro y norte de Chile, a través de Perú, Ecuador, Panamá, México, el oeste de los Estados Unidos (Arizona, New México y Montana) a British Columbia, El Yukon y Alaska.

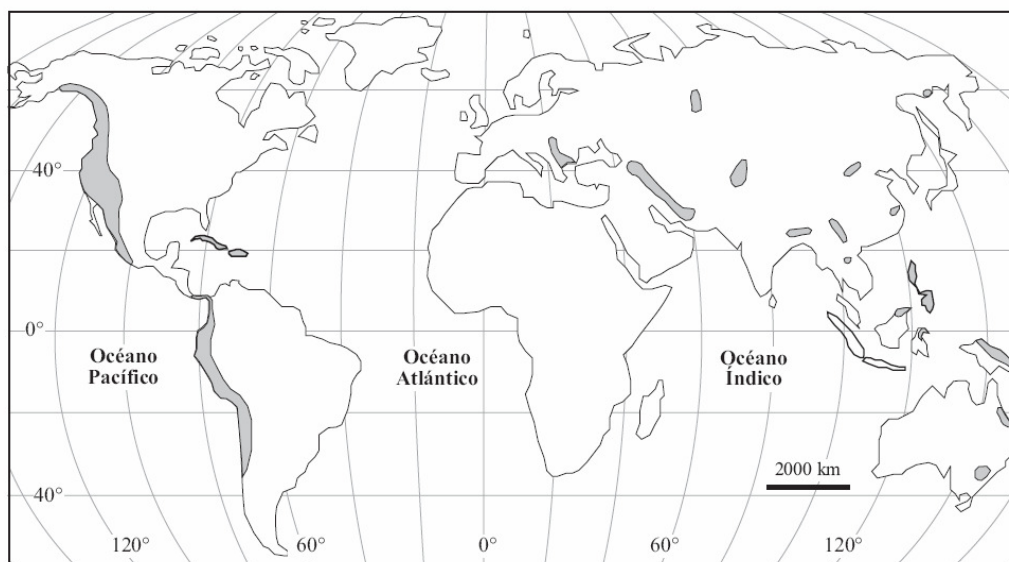


Figura 1.2 Distribución de las principales zonas con mineralización de pórfidos cupríferos en el mundo.

Concentraciones marcadas de depósitos ocurren en Sonora-Arizona-New Mexico y en British Columbia. Depósitos en la República Dominicana y Puerto Rico pueden ser consideradas como un vestigio de la franja oeste de las Américas.

1.4.3 Evolución isotópica del plomo

El plomo se encuentra ampliamente distribuido en la tierra, como plomo radiogénico en minerales de rocas antiguas con alto U-Th y como plomo común en minerales donde es constituyente principal como galena. El plomo también se encuentra como elemento traza en los diferentes tipos de rocas.

El método Pb-Pb está basado en la evolución isotópica del plomo a través del tiempo geológico, donde las composiciones del plomo en la corteza pueden variar ampliamente desde plomo radiogénico en minerales de Th y U, hasta plomo común en galenas o minerales con bajas relaciones de U/Pb y Th/Pb.

Las composiciones isotópicas del plomo pueden ser determinadas en un número amplio de minerales y rocas. La mayoría de las dataciones de plomo isotópico se realiza en la galena y u otros minerales ricos en plomo, pero pobres en Uranio y Torio; debido a que ellos cristalizan durante el evento mineralizante y registran la composición isotópica de la fuente.

El método Pb-Pb isocrónico no es el más adecuado para datar rocas jóvenes (<500 Ma), debido a que el uranio se desintegra muy lento. En tal sentido, este método sólo se utiliza para datar rocas del Proterozoico medio hacia atrás. En algunos casos, principalmente en mineralizaciones singenéticas, el método Pb-Pb a través de las edades modelos, puede ser aplicados para datación de mineralizaciones Fanerozoicas.

Los isótopos de plomo, mayormente se emplean como trazadores geoquímicos para determinar la fuente de los metales de numerosos yacimientos. Para la interpretación de resultados se emplean los modelos de evolución isotópica del plomo de Stacey & Kramers (1975) y el modelo para la Plumbotectónica de Zartman & Doe (1981). El

primer modelo permite obtener una edad modelo, mientras que el segundo define, principalmente la fuente de mineralización.

- **Modelo de evolución del plomo (Stacey & Kramers, 1975)**

La relación isotópica del plomo es un registro químico de los diferentes ambientes donde reside y de su historia geológica. La composición isotópica del plomo en la tierra, tiene evolución desde su estadio primordial hasta ahora, por el decaimiento de U-Th y por los procesos geológicos que modifican las relaciones U/Pb y Th/Pb o mezclan las composiciones isotópicas del plomo de las diferentes fuentes.

Patterson (1956), utilizó este modelo para determinar la edad de la tierra, con datos de meteoritos; construyó una isócrona obteniendo una edad de 4.45 ± 0.55 Ga. Tatsumoto et al., (1973) determinó la composición primordial de la tierra con datos isotópicos de plomo en troilitas, obteniendo valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.307$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.2294$.

La primera construcción de un modelo cuantitativo de la evolución del plomo en la tierra fue hecha independientemente por Holmes (1946) y Houtermans (1946), conocido como el “Modelo del Estadio Simple” (Fig. 1.3A). El modelo asume que la composición isotópica de un mineral con plomo común, como la galena es el resultado de una evolución en estadio simple desde el reservorio isotópico hasta la formación del mineral. La composición final sería el resultado de la suma del plomo primordial más el radiogénico formado en la fuente por el decaimiento radiactivo del uranio y torio.

Uno de los principales problemas del cálculo de la edad por el modelo del “Estadio simple”, es la presencia excesiva de plomo radiogénico en galenas en la mayoría de los yacimientos, produciendo una evolución isotópica de plomo en multi-estadios. Sólo los depósitos tipo Kuroko, tienen metales derivados directamente del manto y poseen una evolución isotópica de plomo en estadio simple.

Por ello, Stacey & Kramers (1975) propusieron una evolución de plomo en doble estadio (Fig. 1.3B). Este modelo sugiere que la composición isotópica del plomo actual en los yacimientos, se ha producido en dos estadios desde la formación de la tierra y se encuentran separados en el tiempo por un evento de diferenciación global, marcado a 3.70 Ga. Esto quiere decir, que a 4.57 Ga se tiene razones isotópicas de plomo

primordiales y a 3.70 Ga la razón de U/Pb del reservorio se modifica por diferenciación geoquímica, luego se modifica por desintegración radioactiva.

Para construir el modelo, Stacey & Kramers (1975), determinaron el valor medio de la composición isotópica del plomo en la corteza en base a análisis isotópicos de rocas sedimentarias, volcánicas depositadas en el mar, complejos graníticos antiguos y 13 yacimientos; obteniendo los siguientes valores del Cuadro 1.1.

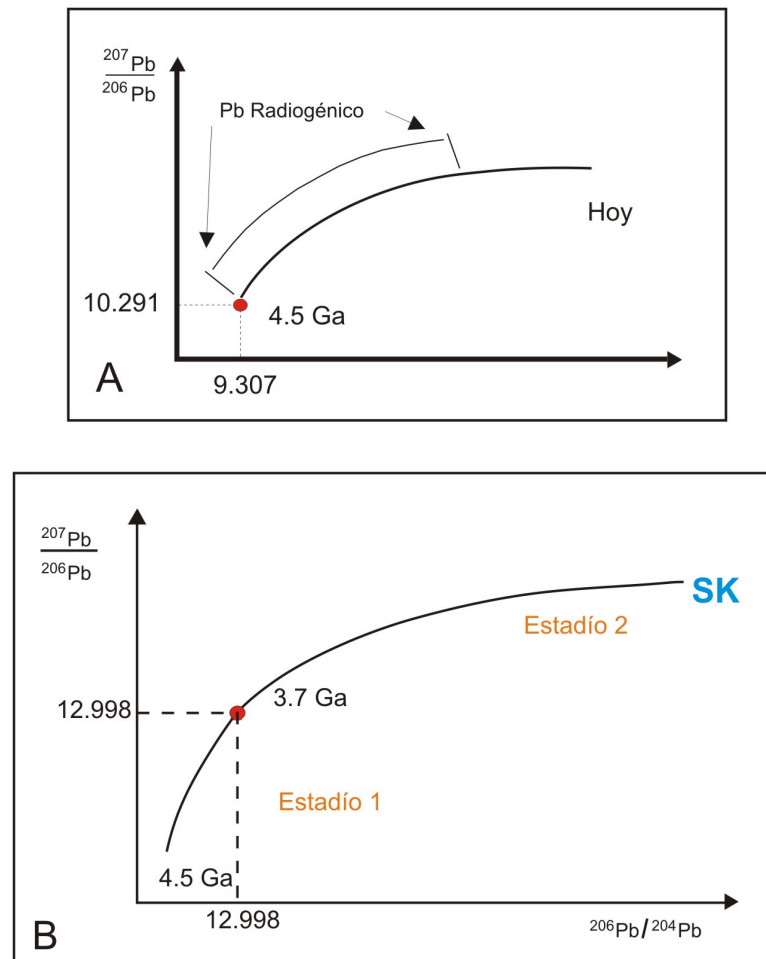


Figura 1.3 Modelos de Evolución del plomo: A) Modelo de estadio simple - Colmes & Houtermans (1946). B) Modelo de doble estadio - Stacey & Kramers (1975).

Cuadro 1.1 Valores de los isótopos de Pb, μ y ω , para el modelo de evolución de plomo en doble estadio, determinados por Stacey & Kramers (1975).

ESTADÍO	$\text{T} \times 10^9$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	ω
Estadio 1	4.57	9.307	10.294	29.476	7.192	32.208
Estadio 2	3.07	11.152	12.918	31.230	9.735	36.837
HOY	0	18.700	15.628	15.628	9.735	36.837

- **Modelo de la plumbotectónica (Zartman & Doe, 1981)**

El modelo de la plumbotectónica (Fig. 1.4A y 1.4B) fue desarrollado por Zartman & Doe (1981). Según este modelo la tierra es subdividida en tres grandes reservorios de uranio, torio y plomo, estos son: la corteza superior (posee alta razón U/Pb y predomina el plomo radiogénico), corteza inferior (baja razón U/Pb, predomina el plomo no radiogénico) y el manto (con una razón U/Pb intermedia, predomina el plomo radiogénico)

Para la plumbotectónica, la orogénesis es un proceso geológico donde ocurre transferencia de material entre los reservorios, ocasionando una mezcla química e isotópica entre ellos, en estos procesos las composiciones isotópicas con el pasar del tiempo tienden a homogenizarse.

La plumbotectónica supone que las composiciones iniciales del plomo estarían relacionadas con el ambiente tectónico de formación de rocas y minerales que contienen plomo, donde cada ambiente geológico (corteza superior, islas oceánicas, etc.), poseen composiciones isotópicas particulares que permiten su caracterización mediante las razones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Zartman & Doe (1981), elaboraron el diagrama toriogénico de la plumbotectónica, definida por las relaciones isotópicas de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y el diagrama uranogénico de la plumbotectónica, representado por las razones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. En estos diagramas están representadas curvas de evolución de los isótopos de plomo para el manto, corteza superior, corteza inferior y ambiente orogénico; y cada una de las curvas la evolución isotópica del plomo en la tierra es simulada con un crecimiento de corteza continental en series orogénicas cada 400 Ma.

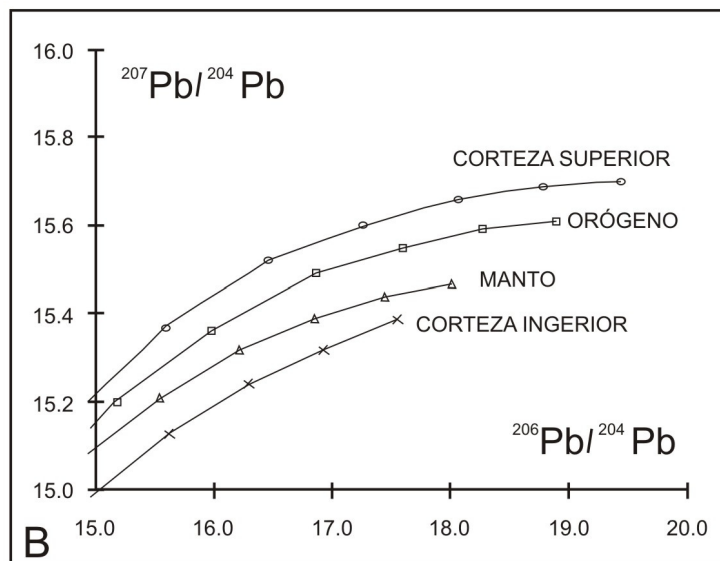
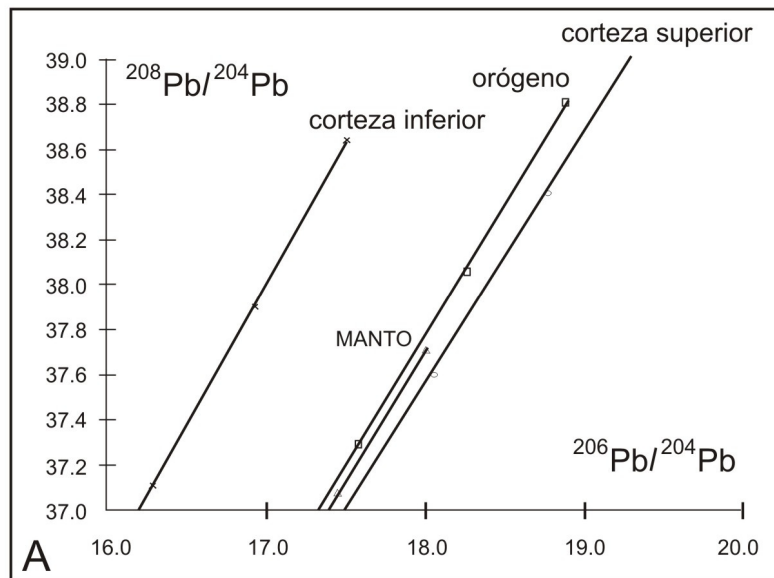


Figura 1.4 Modelo de evolución del plomo para la plumbotectónica: A) Diagrama toriogénico. B) Diagrama uranogénico.

1.4.4 Isótopos de plomo aplicados a la exploración

La aplicación de los isótopos de plomo en los depósitos minerales es una herramienta importante para determinar los modelos conceptuales o genéticos relacionados a su mineralización. La composición isotópica del plomo en sulfuros acoplado con rocas asociadas a un depósito mineral suministra criterios contrastantes entre el origen de los metales y la interacción del fluido en un sistema hidrotermal (Heyl et al., 1996; Stacey et al., 1968; Sanford, 1992). La aplicación de los isótopos de plomo en la exploración minera jugaría un gran papel al comparar los cocientes isotópicos de un depósito importante ya conocido y relacionarlo con los cocientes isotópicos de los prospectos que se encuentre dentro de su mismo marco geológico.

Todas las aplicaciones variadas de los isótopos de plomo permiten entender los procesos relacionados a la génesis de la mena, como por ejemplo:

- El origen del plomo y de otros metales en los depósitos minerales.
- Interacción de los fluidos hidrotermales y la roca caja.
- Influencia de las rocas del basamento y el marco tectónico.
- La aplicación de las variaciones isotópicas a escala de la corteza para entender los controles regionales en los depósitos minerales.

Donde se aplica las composiciones isotópicas de rocas y menas para entender el origen del magma, los metales y la interacción roca – fluido es importante sostener en mente que hay usualmente diferencias en las concentraciones de los orígenes encontrados, debido a que son muchos procesos geológicos que interactúan. En este caso es necesario identificar un origen dominante común que relacione a los depósitos.

Si una concentración baja de plomo caracteriza un magma o fluido hidrotermal, entonces la interacción con las rocas regionales mucho más radiogénicas puede cambiar las composiciones isotópicas del plomo del magma y fluido. Las composiciones isotópicas del plomo en estas situaciones reflejará una mezcla del origen del plomo.

Los magmas derivados del manto tienen bajas concentraciones de plomo, mientras que los magmas relacionados a la corteza tienen concentraciones mucho más altas. Entonces debido al fuerte contraste, la incorporación de plomo cortical puede cambiar significativamente las composiciones isotópicas de plomo mantélico.

Con el objetivo de determinar el origen de los magmas responsables de la formación de los complejos plutónicos asociados a los sistemas porfiríticos andinos, Munizaga et al., (1985); Zentilli et al., (1988, 1994), Williams (1994), Tosdal et al., (1993, 1995), Skewes y Stern (1995), Ruiz y Mathur (1999) y Tosdal y Munizaga (en prensa) han analizado las composiciones isotópicas de plomo de rocas y sulfuros (galena, pirita y calcopirita), las razones iniciales de Sr y Nd en rocas y las composiciones isotópicas de Os en sulfuros, encontrando algunas relaciones isotópicas muy importantes para los depósitos porfiríticos de la región andina.

Este hecho permitió que algunos autores sugieran que algunos pórfidos se encuentran asociados, posiblemente con una evolución similar, derivando de una fuente común, relativamente homogénea que se ubicaría aproximadamente en el manto astenosférico sobre la zona de benioff.

Los isótopos radiogénicos son una herramienta muy importante para poder establecer nuevas estrategias de exploración, los cuales pueden ahorrar dinero y priorizar ideas en el momento de la toma de decisiones.

CAPÍTULO II

MÉTODOS DE TRABAJO

El desarrollo del presente tema de investigación se ha realizado básicamente en tres etapas llevadas a cabo entre octubre del 2007 y agosto del 2008.

2.1 Compilación de la información

Durante esta primera etapa se procedió a coleccionar toda la información que existe sobre el área de estudio, lo cual incluye planos, informes, fotografía aéreas, imágenes de satélite, publicaciones e información pública de compañías mineras.

La información fue ordenada en folios a escala 1: 250 000. Posteriormente fue procesada e interpretada, obteniéndose al final un total de 7 folios que incluían topografía, geología, controles estructurales, dataciones, rocas intrusivas, ubicación de depósitos y geoquímica de quebradas.

Entre los principales documentos que sirvieron como texto de consulta tenemos la tesis doctoral de Davies (2002), tesis doctoral de Longo (2005) y las publicaciones de Macfarlane (1988, 1999), Noble et al., (2004) y Turner (1997). El resto de información fue consultada en la biblioteca de INGEMMET y el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo.

2.2 Trabajo de campo

El trabajo de campo se centro básicamente en la toma de muestras de sulfuros desde las menas de los pórfidos, así como también de la roca caja para determinar las relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Se hicieron algunos estudios petromineralógicos (sección púlida, Anexo VI) para corroborar la mineralogía de la mena.

Las muestras se tomaron de tres pórfidos: El Galeno (Cu-Au-Mo), Chailhuagón (Au-Cu) y El Perol (Au-Cu), Además se tomaron muestras del epitermal de alta sulfuración conocido como Hilorico localizado muy cerca (SE) del pórfido El Galeno.

La toma de muestras fue selectiva, identificando primero la paragénesis macro de todas las fases intrusivas que haya sufrido el sistema porfirítico, para luego centrarnos en una paragénesis mucho más al detalle relacionada a los diferentes tipos de venillas y su mineralización (Fig.2.1).

Se tomaron en total 15 muestras, de las cuales 14 serían analizadas por isótopos de Pb y 1 muestra por Sm/Nd en granates (Anexo I). Además de las muestras para isótopos se colectaron 14 muestras de mena de los diferentes tipos de depósitos para ser analizadas por elementos traza y tierras raras (Anexo IV)

2.3 Trabajo analítico

2.3.1 Procedimiento analítico de las composiciones isotópicas del plomo

Los análisis de las composiciones isotópicas por el método Pb-Pb fueron realizados en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo sobre un total de 14 muestras, correspondiendo: 07 roca total y 07 sulfuros (Anexo I). La muestra destinada a ser analizada por el método Sm/Nd fue descartada al no contar con la suficiente cantidad y calidad de granates.

Las muestras que fueron analizadas por sulfuros provienen de las zonas con más altas leyes del pórfido principal, generalmente de venillas tipo “ B” (Chailhuagón y El Perol) (Fig. 2.1). En el depósito El Galeno, las muestras fueron colectadas en el límite de la roca caja con el principal pórfido mineralizante, donde por fracturamiento la roca caja se encontraba mineralizada hasta varios decenas de metros.

Las muestras que fueron analizadas por roca total pertenecen a dos tipos. El primer tipo de muestra viene de la roca caja fresca (caliza). En este caso se colectaron tres muestras de caliza fresca en los alrededores del pórfido de Chailhuagón (Fm. Mujarrún).

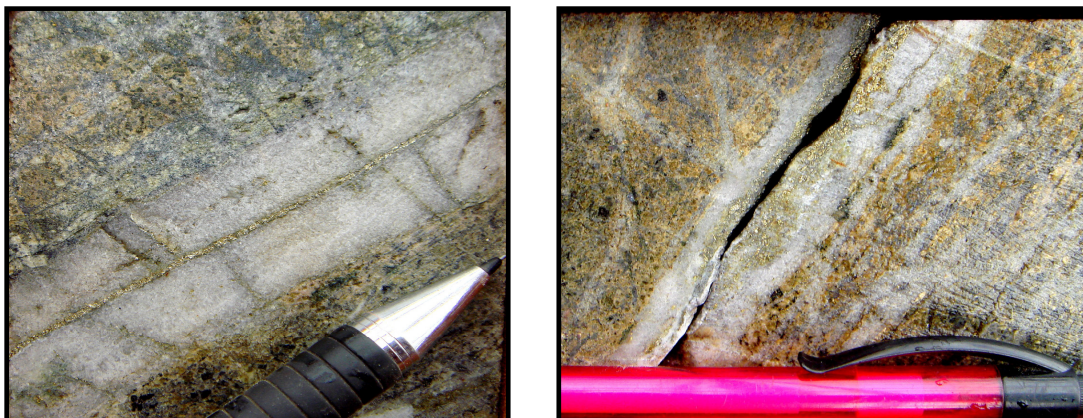


Figura 2.1 Fotos de venillas tipo B, seleccionadas para los estudios isotópicos de plomo.

Las muestras de calizas fueron colectadas teniendo cuidado de que presenten la menor cantidad de venillas de calcita que puedan alterar la firma isotópica. El segundo tipo de muestras se refiere a la roca alterada hidrotermalmente con poca o sin mineralización proveniente de los halos del sistema porfirítico.

El procedimiento analítico consta de cinco fases: preparación de muestras, ataque químico, separación del plomo, lectura en el espectrómetro de masa e interpretación de resultados.

- **Preparación de Muestras**

La preparación de la muestra se realizó por medio de dos técnicas. La primera de ella fue por medio de los tamices -60 y -80 con el objetivo de poder separar con facilidad los sulfuros, en este caso la pirita de cualquier otro sulfuro (calcopirita). La segunda técnica consiste en el pulverizado total de la roca (roca total).

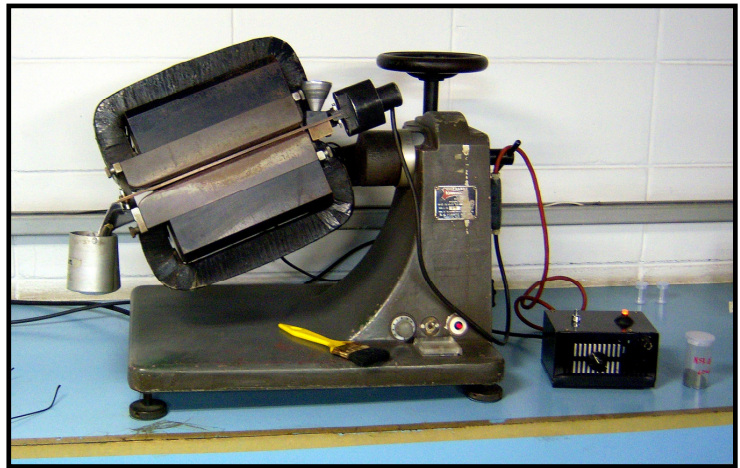
a) Separación de minerales

El objetivo de este proceso fue separar manualmente la pirita de cualquier otro sulfuro (Fig. 2.2A). Pero debido a la naturaleza diseminada y muy fina de la mineralización en los pórfidos, tuvieron que emplearse en algunos casos un separador magnético (Franz) (Fig. 2.2B) y líquidos densos (bromoformo y el iodato de metileno, Fig 2.2C).

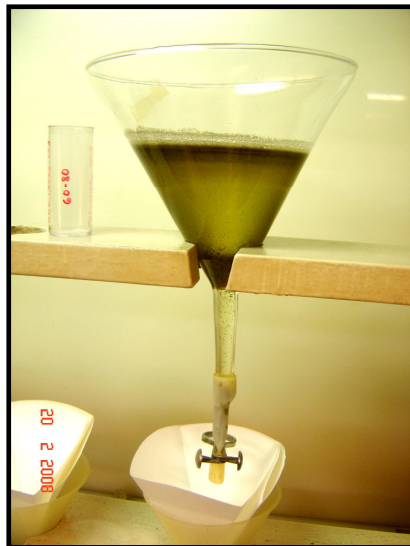
En las muestras de los pórfidos de Chailhuagón y el Perol no se tuvo problemas con la separación manual de los granos de pirita. Mientras que en el pórfido El Galeno la mineralización es demasiado fina y se emplearon líquidos densos (Fig. 2.2C), logrando separar de los granos de cuarzo y feldespato de la mineralización, pero la calcopirita y la pirita no se pudo separar. La solución a este problema fue, que tanto la pirita y la calcopirita están presentes en el principal episodio mineralizante (P2) y por lo tanto son paragenéticos convirtiendo la muestra en propicia para indicarnos la fuente de la mineralización.



A)



B)



C)

Figura 2.2 Foto de separación de muestras: A) Separación manual de los granos de pirita. B) Separación de sulfuros usando el separador magnético. C) Separación de sulfuros usando líquidos densos.

Para finalizar resumimos que todas las muestras que fueron analizadas por sulfuros pudieron separarse manualmente, a excepción de las muestras de El Galeno, donde se emplearon líquidos densos y el separador magnético.

b) Roca total

Para la preparación por roca total se seleccionaron siete muestras entre roca fresca (caliza) y roca alterada con poca o sin mineralización. La muestra fue pulverizada totalmente mediante un molino de bolas, que funcionaba por un tiempo promedio de 20 a 25 minutos por muestra (Fig. 2.3)

Para evitar algún tipo de contaminación cada vez que se pulverizaba una muestra el equipo era lavado totalmente y luego enjuagado con alcohol y secado al calor de un foco de 500 watts.



Figura 2.3 Foto del pulverizado de la muestra por el método roca total

c) Ataque químico

Para poder realizar el ataque químico se requirió un peso de 100 mg de muestra para el caso de roca total y 80 mg. de roca para el caso de menas, para ello se empleó una balanza de alta sensibilidad (balanza de Toledo modelo AT 201).

Luego se procedió atacar las muestras con diferentes ácidos a diferentes concentraciones, dependiendo del tipo de muestra (mena o roca total).

Las muestras de mena (sulfuros) fueron atacadas con HCl (7N) y HNO₃ (7N) en la proporción 1:1. Mientras que, las muestras de roca total se atacaron con HNO₃ (7N) y HF (químicamente puro), en la relación 1:3.

Una vez que se produjo la digestión total de la roca, se evaporó la solución, obteniendo al final de este proceso un residuo sólido. Dicho residuo se volvió atacar con 3 ml de HBr (6N), con la finalidad de extraer todo el plomo.

d) Separación del plomo

Antes de proseguir con la separación de plomo, nuevamente la muestra fue atacada con HBr (6N) y se centrifugó, a fin de separar la fase sólida de la líquida. En seguida, con ayuda de una pipeta descartable se separó la fase líquida y el residuo sólido se eliminó.

La extracción de Plomo de la solución de HBr, se realizó mediante columnas con resina intercambiadora de iones (AG-50 WX8, 200 – 400 mesh) con la finalidad de evitar la pérdida de plomo, se realizó este proceso dos veces.

Luego mediante la técnica estándar del ácido fosfórico (H₃PO₄)- gel de sílice, se captó el plomo mediante la adición de HCl (6N). El gel de sílice con plomo, se colocó en un filamento de renio y se procedió a analizar en el espectrómetro de masa.

e) Lectura en el espectrómetro

Para realizar el análisis de las relaciones isotópicas de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, se utilizó un espectrómetro de masa Micromass VG 354, MULTICOLECTOR, con filamento simple de Re.

2.3.2 Resultados de las relaciones isotópicas del plomo.

Los resultados de los análisis isotópicos de plomo se muestran en el anexo V y para su interpretación se han utilizado los diagramas de evolución de plomo de Stacey & Kramers (1975) y de la plumbotectónica de Zartman & Doe (1981) (Fig. 1.3 y 1.4). Para graficar los datos, se empleó el programa ISOPLOT y PLUMBOTEC. En los diagramas se puede observar las relaciones isotópicas (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb) de las menas y roca caja.

En tal sentido, dichos gráficos permiten determinar la fuente del plomo radiogénico, las relaciones existentes entre la mineralización y los eventos plutónicos-volcánicos, así como, la relación isotópica entre el magmatismo y la roca caja.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA REGIONAL Y CONTEXTO TECTÓNICO

3.1 Unidades morfoestructurales

3.1.1 Cordillera Occidental

La Cordillera Occidental es la unidad más elevada de la Cordillera de los Andes peruanos, destacándose por constituir una cadena montañosa de dirección NO-SE, con rumbos regionales que cambian hacia el oeste en las proximidades de la deflexión de Abancay (Latitud 13°S – 14°S) y toma un rumbo aproximado N-S en la deflexión de Huancabamba (5° 30' S). La línea de cumbres de la Cordillera Occidental determina la divisoria continental entre las cuencas hidrográficas del Océano Pacífico y del Océano Atlántico.

La Cordillera Occidental está constituida por un núcleo paleozoico cubierto por rocas mesozoicas y cenozoicas, deformadas por intenso plegamiento, fallas inversas y grandes sobrescurrimientos.

Esta unidad morfoestructural se halla ampliamente distribuida en la región Cajamarca, encontrándose la zona de estudio enmarcada por completo dentro de esta unidad morfoestructural.

3.2 Unidades geológicas

3.2.1 Mesozoico

Las rocas más antiguas en la zona de estudio son las rocas sedimentarias mesozoicas de plataforma. Las referencias para la estratigrafía incluye trabajos realizados por Benavides-Cáceres (1956, 1999), Mégard (1987, 1984), Cobbing et al. (1981), Cobbing (1985) y Noble et al. (1990).

En la región de Cajamarca hay más de 2 km de un estrato cretácico, compuesto por areniscas del Grupo Goyllarisquisga, sobreyacidas por un estrato calcáreo de las

formaciones Inca, Chulec, Pariatambo, Yumagual, Mujarrún y finalizando con la formación Cajamarca (Benavides-Cáceres, 1956; Wilson, 1985a y b).

Las rocas sedimentarias cretácicas tienen dos orientaciones bien marcadas (NO y E-O) a la altura de la ciudad de Cajamarca, las cuales han sido intruídas por rocas de composición geoquímica calcoalcalina que van desde una edad desde el Cretáceo superior hasta el Mioceno. Los eventos tectónicos relacionados a la deformación de las rocas sedimentarias van desde la Fase orogénica Inca I hasta la IV y la Fase Quechua I y II. (Benavides, 1956).

Estas rocas sedimentarias de origen marino en el norte del Perú fueron depositadas en la cuenca oeste peruana (Wilson, 2000) en un régimen de subducción tipo mariana (Megard, 1984). Es ahora claro que los sedimentos fueron depositados en una serie de depresiones (subcuencas) interconectadas, cada una de las cuales fueron caracterizadas por el desarrollo de facies propias para luego ser plegada y subsecuentemente levantada. Desde el Cenozoico temprano ocurrió un cambio en la subducción tipo mariana, siendo marcada desde este tiempo por repetidos episodios de compresión con diferentes intensidades, conocidas como las fase Inca (I-IV) y las fase Quechua (I y II).

3.2.2 Cenozoico

El Cenozoico se encuentra caracterizado por una potente y extensa secuencia de rocas volcánicas (Grupo Calipuy) del Eoceno al Mioceno tardío. El área de las rocas volcánicas incluye algunos campos volcánicos, flujos y domos de rocas de composición riolítica a andesítica y probablemente son en su mayoría de edad miocénica. El mejor documentado es el complejo volcánicos de Yanacocha de 25 x 20 km (Longo, 2000).

Las rocas volcánicas están mayormente expuestas en el norte y noroeste de Cajamarca. A la fecha no habido un estudio compresivo de las secuencias volcánicas regionales.

La Formación Llama pertenece a la parte inferior de la secuencia volcánica Cenozoica del Grupo Calipuy (54.8 ± 15.8 Ma.) definida por Noble et al. (1990) y Turner (1997). Reyes (1980) mapeó rocas equivalentes, la Formación Tembladera en la región Cajamarca y definió las unidades como brechas tipo avalanchas y tufos. Noble et al.

(1990) describe la Formación Llama como un tufo de flujo de ceniza riolítico y secuencias volcánicas dacíticas. El mapeo que hizo Turner (1997) del complejo volcánico de Yanacocha y las rocas volcánicas adyacentes identifica ambas formaciones, es decir a la Formación Llama y la Formación Tembladera en la región Cajamarca. Turner (1997) dató biotita primaria desde tufos riódacíticos usando $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y dan una edad de 15.78 ± 0.34 Ma. Basándose sobre esta edad él asignó esta unidad a la parte superior de la Formación Llama.

Al sur de Cruz Conga, las rocas volcánicas porfiríticas sobreyacen en discordancia a las rocas cretácicas deformadas y son inferidas a ser andesitas basálticas. Las rocas volcánicas en la región La Carpa sobreyacen en discordancia sobre las unidades de calizas cretácicas deformadas.

De acuerdo a Turner (1997), las rocas volcánicas del Mioceno medio a tardío en la región Cajamarca incluyen las rocas volcánicas El Regalado (RVR) y la Formación Huambos. Él distingue a las Rocas Volcánicas Regalado de las rocas del Huambos basándose sobre la ausencia de fenocristales de cuarzo. Las Rocas Volcánicas Regalado (aprox. 12.3 ± 11.4 Ma) comprende lavas andesíticas y tufos (Noble et al., 1990; Turner, 1997).

Las rocas de la Formación Huambos (8.8-8.2 Ma, Noble et al., 1990; Turner, 1997) están distinguidas de las Rocas Volcánicas Regalado más viejas por la presencia de cuarzo y fenocristales de biotita. Otra distinción es un incremento en horblenda y un notable decrecimiento en piroxeno comparado con las unidades más viejas del Regalado. Las rocas del Huambos son tufos de flujos de ceniza andesíticas a dacíticas con plagioclasa, horblenda, cuarzo, biotita, magnetita y fenocristales de piroxeno.

3.2.3 Depósitos cuaternarios

En discordancia angular sobre todas las unidades descritas anteriormente se tiene una variedad de depósitos cuaternarios, localizándose los morrénicos y fluvio-glaciares en las zonas más elevadas, los lacustres en las pequeñas cuencas interandinas, los aluviales en las faldas de los cerros y laderas de valle y finalmente los fluviales en los lechos de los ríos. Los materiales lacustres involucran todos los materiales depositados casi

horizontalmente en pequeñas cuencas ocupadas anteriormente por lagunas. Estos depósitos se encuentran en diferentes lugares y niveles. Dentro de los depósitos aluviales se ha considerado los materiales con poco transporte y en los fluviales las diferentes terrazas dejadas por los ríos.

3.3 Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas en la región de Cajamarca se encuentran en un rango desde gabro, gabro horbléndico (Davies, 2002) (lo cual es muy raro) hasta diorita – granodiorita (mucho más común). Los diques de gabro son por lo general débilmente porfiríticos, así mismo los stocks dioríticos tienen una moderada a fuerte textura porfirítica. Las rocas intrusivas félsicas están mayormente caracterizadas por ensambles de minerales hidratados de plagioclasa + hornblenda \pm biotita \pm cuarzo y raro clinopiroxeno (Davies, 2002).

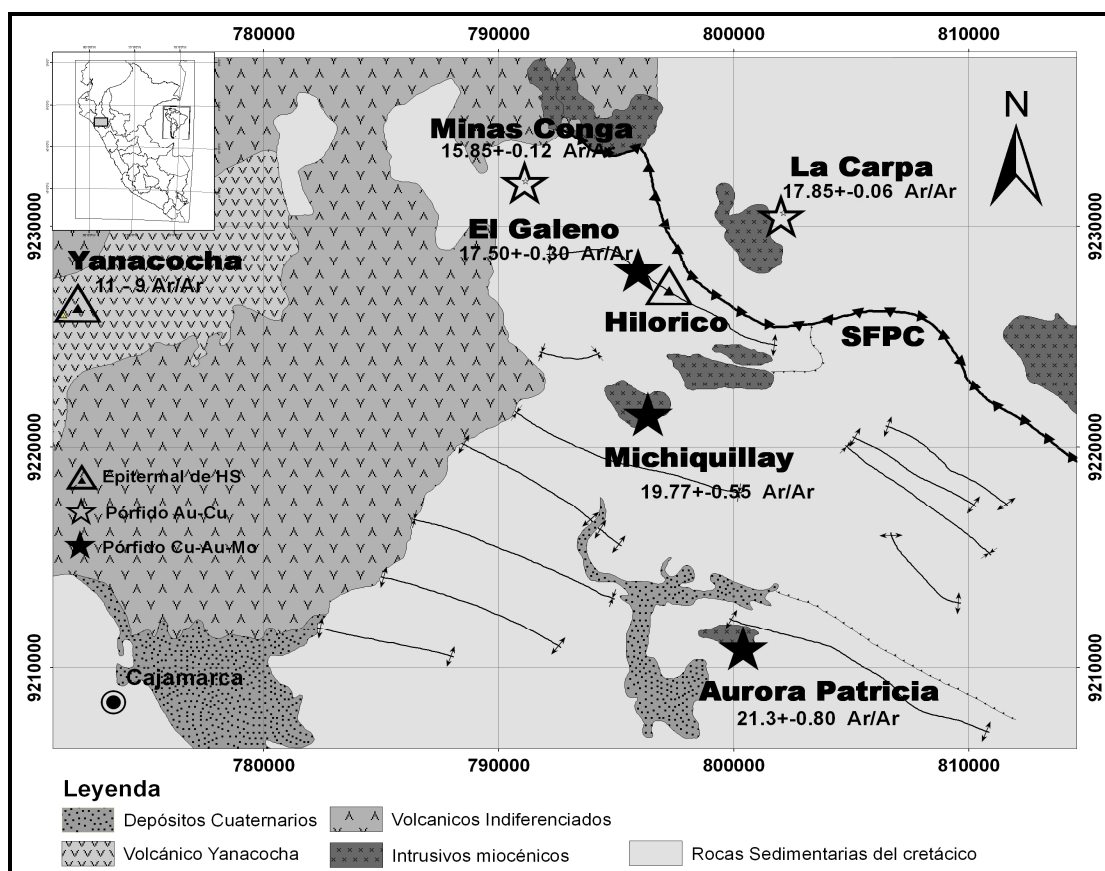


Figura 3.1 Mapa geológico regional del área de estudio, mostrando la ubicación de los principales depósitos mineralizados y su relación al sistema de fallas Punre – Canchis.

3.3.1 Stocks miocénicos

Los stocks miocénicos en la zona de estudio fueron generados durante periodos de intenso ensanchamiento cortical. El rango de composición geoquímica por lo general es muy restringido (diorítico a granodiorítico) cayendo dentro del campo de las rocas calcoalcalinas con medio a alto contenido de potasio. Las características geoquímicas (elementos mayores y REE) entre los stocks estériles y los mineralizados son muy parecidos. Entre los principales stocks porfiríticos mineralizados tenemos Michiquillay, El Galeno, Chailhuagón, El Perol, La Carpa, etc. Estos stocks se piensa que están controlados por una falla de nivel regional (Punre-Canchis) que ha tenido diversos sentidos de movimiento a través del tiempo. Los stocks mineralizados en la zona de estudio se emplazaron durante un lapso de tiempo de 5.2 Ma (21.30 a 15.58 Ma) y tienden a seguir una orientación de emplazamiento NO.

3.4 Contexto tectónico

El distrito de Cajamarca está situado en una altitud entre 2300 y 4400 m. en la Cordillera Occidental del norte de los Andes Peruanos, donde hoy en día la corteza tiene un máximo espesor de aproximadamente 45 km (Fukao et al., 1989). La zona de estudio se encuentra muy cerca de uno de los principales oroclinos andinos conocido como la deflexión de Huancabamba (Megard, 1984).

La zona de estudio esta caracterizada por rocas sedimentarias marinas cretácicas que fueron deformadas durante el Cenozoico por dos episodios orogénicos conocidos respectivamente como la Fase Inca y Quechua. (Mégard, 1984; Benavides, 1999). Los primeros pulsos orogénicos de la fase Inca ocurrieron durante el Eoceno sobre un margen reactivado del escudo Brasileiro (Macfarlane, 1999).

Las rocas ígneas en la región Cajamarca están relacionadas a tres principales episodios magmáticos que intruyen y sobreyacen a las rocas sedimentarias cretácicas y al basamento metamórfico. El primero de estos eventos ocurre durante el Paleógeno (57 ± 35 Ma) y resulta en la deposición de la secuencia volcánica Llama. También como el emplazamiento de algunos stocks intrusivos (Noble et al., 1990). La segunda fase magmática ocurre durante el Mioceno temprano a medio (aprox. 23.2 ± 15.8 Ma). El

inicio de este periodo magmático coincide con un número de importantes eventos tectónicos que incluyen una rotación en sentido del reloj de la placa de Nazca, incremento del ratio de convergencia, algunas fases de deformación y una principal levantamiento en el norte del Perú (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Noble et al., 1990). Basados en la geofísica y los datos geológicos Kono et al., (1989) y James y Sacke (1999) concluyen que la mayoría del espesor cortical Miocénico en la Cordillera Occidental resultó de este intenso magmatismo.

Este episodio magmático define el principal periodo de formación de los pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo. La fase magmática final se identificó cerca de Cajamarca y ocurrió durante el Mioceno tardío (12.3 ± 8.4 Ma) y fue caracterizado por un amplio volcanismo que incorpora el complejo volcánico de Yanacocha, y las formaciones Regalado y Huambos. Se evidencia una menor actividad intrusiva. La formación del depósito epitermal de alta sulfuración de Yanacocha ocurrió durante este intervalo final. (Fig. 3.2)

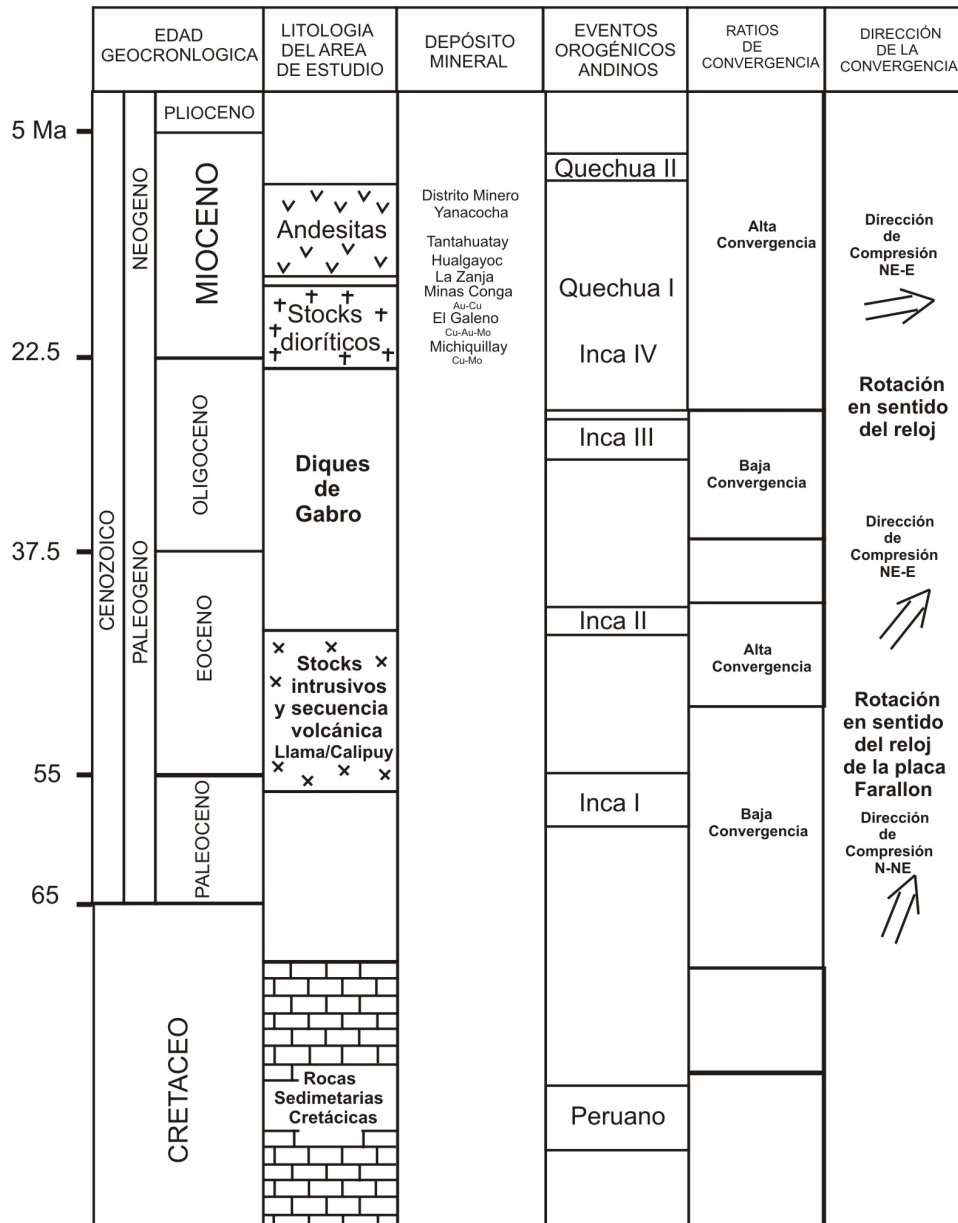


Figura 3.2 Resumen del contexto tectónico de la zona de estudio. Modificado de Davies (2002).

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS PORFIRÍTICOS

La región minera de Cajamarca, localizada en el norte del Perú, tiene uno de los más grandes almacenes de oro de Sudamérica, siendo el principal exponente la mina de alta sulfuración rica en Au conocida como Yanacocha. Existen además aproximadamente otros treinta pequeños depósitos porfiríticos y epitermales expuestos a diferentes profundidades de erosión (Gustafson et al., 2004). Los prospectos de Minas Conga (Au-Cu), Michiquillay (Cu-Au-Mo) y El Galeno (Cu-Au-Mo) están localizados entre 10 a 15 km al este de Yanacocha. Estos tres sistemas porfiríticos están relacionados a intrusiones del Mioceno medio y tienen recursos minerales combinados en exceso de 1600Mt (Llosa y Veliz, 2000; Cordova y Hoyos 2000). Algunas intrusiones estériles de similares composiciones y de edades relativamente más antiguas o muy parecidas, también afloran en la región.

Este capítulo presenta una breve descripción geológica del pórfido El Galeno (Cu-Au-Mo) y Minas Conga (Au – Cu) que son los pórfidos materia de estudio en esta investigación, haciendo énfasis sobre las diferentes fases intrusivas y la paragénesis mineral.

4.1 Depósito El Galeno

El Galeno es un pórfido Cu-Au-Mo con un recurso geológico estimado de 765 Mt con 0.49% Cu, 0.11 g/t Au y 0.014% Mo (Northern Peru – Copper Corp, 2007) (Fig. 4.1).



Figura 4.1 Foto del depósito porfirítico El Galeno (Cu-Mo).

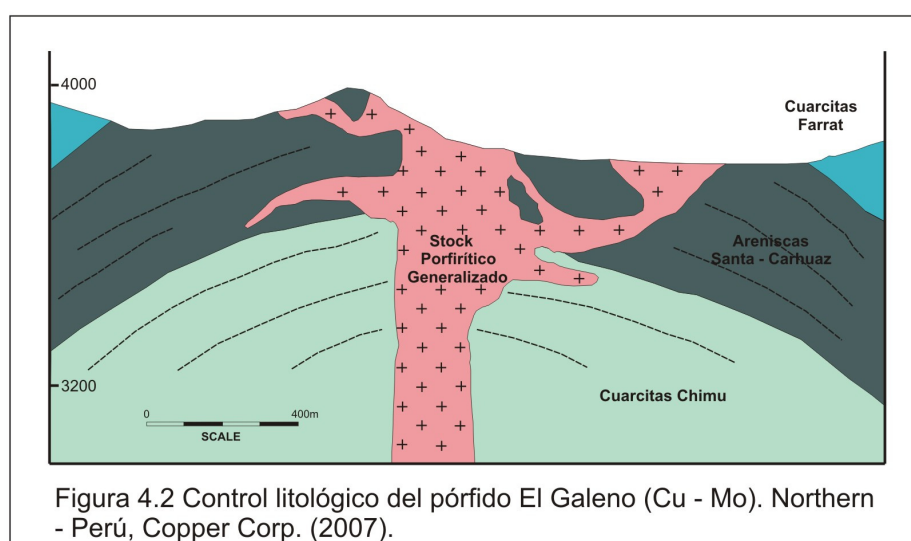
El depósito se encuentra a una altitud entre 3850 y 4100 msnm. Múltiples stocks fueron emplazados dentro de un periodo de tiempo de 17.50 a 16.53 Ma (Davies, 2002). Las intrusiones tienen como roca caja a las rocas sedimentarias plegadas del Cretáceo inferior y fueron emplazadas en el *hanging wall* del anticlinal, el cual tiene un rumbo NO.

La mineralización está caracterizada por una zona hipógena sobreyacida por un manto de enriquecimiento supérgeno de aproximadamente 120 m de espesor.

4.1.1 Geología

Evidencias de campo indican que el complejo porfirítico El Galeno tiene como principal roca caja las cuarcitas y limolitas del Grupo Goyllarisquizga. El contacto que se observan entre las cuarcitas y el stock porfirítico es subvertical, mientras que el contacto entre la limolitas y el stock parece ocurrir una interdigitación del stock, quizás producto de un control litológico, al ser las limolitas más dúctiles que las areniscas (Fig. 4.2). El complejo intrusivo tiene forma elíptica y es de aproximadamente 1250 m. de longitud por 600 m. de ancho y su eje más largo está orientado NO-SE.

El complejo comprende por lo menos 4 fases intrusivas, 3 de las cuales son identificables en el afloramiento y la otra en las perforaciones.



La cronología para el emplazamiento de las 4 intrusiones ha sido establecido desde sobreimposiciones de cortes, alteraciones y relaciones de vetas observadas en los perforaciones y afloramientos.

Pórfido P1

Es la fase intrusiva porfirítica más antigua, de grano medio, compuesta de plagioclasa euhedral y subhedral, con menor biotita euhedral, hornblenda y fenocristales de cuarzo redondeados. El tamaño de los fenocristales de plagioclasa está entre 0.3 a 5 mm. de longitud y demuestran múltiples juntas además de zonamiento oscilatorio. La biotita magmática y los fenocristales de hornblenda de 0.5 a 2 mm. de longitud son mayormente reemplazados por biotita secundaria. El pórfido P1 es el cuerpo más grande de las cuatro fases reconocidas y las demás unidades intrusivas fueron emplazadas hacia el centro de este stock.

Pórfido P2

La segunda fase intrusiva es también porfirítica, pero texturalmente heterogénea. esta predominantemente caracterizada por una textura porfirítica apiñada, con plagioclasa de grano fino (0.5 -1 mm.) y es menos la abundancia de los granos de cuarzo redondeados, pero varía a un grano medio (1.5 – 3 mm.) en la roca débilmente porfirítica. Los fenocristales demuestran similares características a los granos del pórfido P1. Biotita hidrotermal desde esta intrusión tiene una edad de 17.5 ± 0.3 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Davies, 2002).

Pórfido P3

El stock porfirítico P3 está constituido de granos gruesos apiñados, con plagioclasa euhedral, cuarzo, biotita y fenocristales de hornblenda. Los fenocristales de plagioclasa demuestran un zonamiento oscilatorio y el rango de su longitud va desde 1 a 8 mm. Los fenocristales de cuarzo redondeado son de 2 a 10 mm. en longitud y pueden tener menor corrosión en forma de bahías. En los núcleos de las perforaciones, la ocurrencia de estas intrusiones fue esporádica, variando en espesor desde unos pocos metros a 10 metros y

fue principalmente emplazado hacia el centro el pórfido P1, ocurriendo como un número de diques verticales de tamaño pequeño.

Pórfido MBx

La fase intrusiva más joven es una brecha magmática que es débilmente porfirítica con grupos de fenocristales y xenolitos en una matriz ricas en feldespatos. Esta unidad fue intersectada en profundidad en la parte central norte del pórfido P1. Los xenolitos son generalmente redondeados y el rango del tamaño va desde unos pocos cm. a 10 cm. Los xenolitos alterados y mineralizados de las tres previas fases intrusivas son los clastos dominantes. Algunos clastos tienen entonces granos oscuros fino aproximadamente 1mm. compuestos de biotita hidrotermal. La biotita magmática desde esta intrusión tiene una edad plateau de 16.53 ± 0.18 Ma. (Davies, 2002).

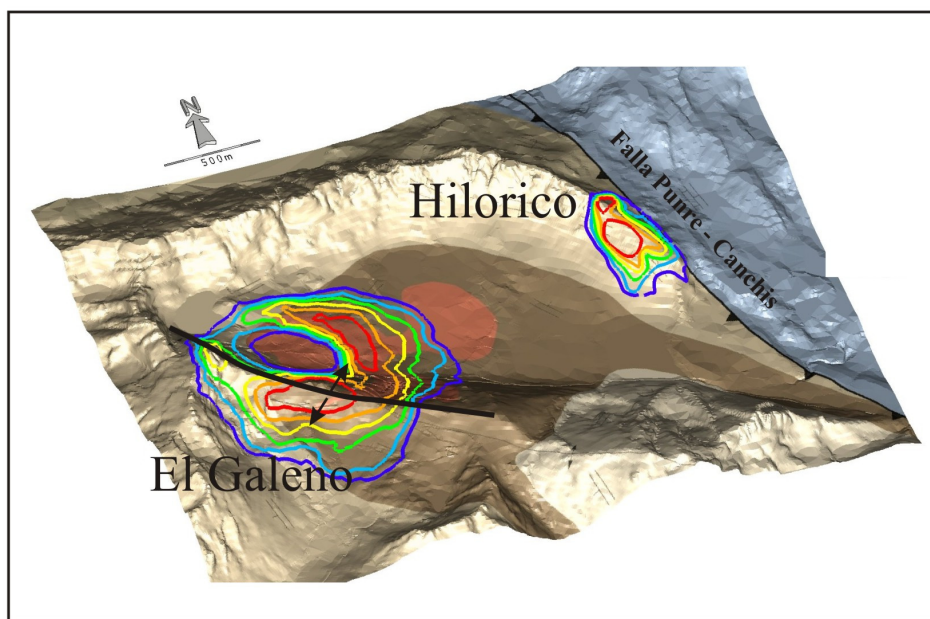


Figura 4.3 Control estructural del pórfido El Galeno y el epitermal Hilorico. (Northern Peru - Copper Corp. 2007)

4.1.2 Alteración y mineralización

Cuatro separados eventos de alteración son identificables en el prospecto el Galeno (estadio 1, estadio 2, estadio 3 y enriquecimiento secundario) basándose en los testigos de perforación y estudios petrográficos (Davies, 2002) (Fig. 4.4).

El primero de estos está temporal y espacialmente relacionado a las dos más tempranas fases intrusivas. La alteración más antigua y más extensa identificada en los testigos de perforación está observada dentro de las dos intrusiones más tempranas. La densidad más alta de los stockwork de cuarzo esta relacionada a estos estadios de alteración y generalmente se extienden alrededor de 200 m debajo de la superficie actual. La mineralización hipógena identificada en el Galeno esta relleno de fracturas y diseminada. La mineralización más temprana fue molibdenita depositada en venillas de cuarzo tempranas reabiertas dentro del pórfido P1 y la roca caja mineralizada. La abundancia más alta de molibdenita ocurre a lo largo del contacto de la roca caja sedimentaria y el pórfido P1. Zonas hipógenas de alta ley están asociadas con intensas zonas de alteración de biotita hidrotermal y localizadas entre los contactos de la roca caja y el pórfido P1.

En el pórfido P3 la mineralización está truncada. El pórfido alterado P3 a su vez esta cortado por las brechas hidrotermales P3, con un pórfido MBx conteniendo xenolitos mineralizados de todas las fases intrusivas más tempranas. Las alteraciones asociadas con cada una de las fases intrusivas demuestra un zoneamiento alrededor del depósito.

La mineralización esta dividida dentro de dos fases principales, es decir la mineralización hipógena la cual incluye tres estadios separados y en segundo lugar la mineralización supérgena. (Fig. 4.4) La mineralización hipógena ocurre en todas las cuatro generaciones de intrusiones porfiríticas, también como extendiéndose a unos pocos cientos de metros dentro de la roca sedimentaria hospedante.

El promedio más alto de ley está asociada con el pórfido P2 seguido por el pórfido P1, la roca caja y finalmente por las dos fases intrusivas más jóvenes que están generalmente más pobremente mineralizadas (Fig. 4.4). Una alta ley promedio de cobre está asociada con las dos unidades intrusivas más antiguas (P1 y P2) y se extienden unos pocos metros dentro de la roca hospedante, sin embargo las intrusiones más jóvenes (P3 y MBx) contiene ligeramente leyes más bajas (Fig. 4.4). Las altas leyes de oro en el pórfido P2 están predominantemente relacionadas hacia el centro del sistema porfirítico.

Una gran proporción de las altas leyes de cobre están localizadas dentro del manto de enriquecimiento secundario (Fig. 4.4). La roca sedimentaria hospedante contiene la más alta ley de Molibdeno que tiende a estar espacialmente restringida a lo largo de sus contactos con el Pórfido P1, el cual contiene también elevado molibdeno. La roca caja y el pórfido P3 contiene las más altas leyes de Ag, Pb y Zn.

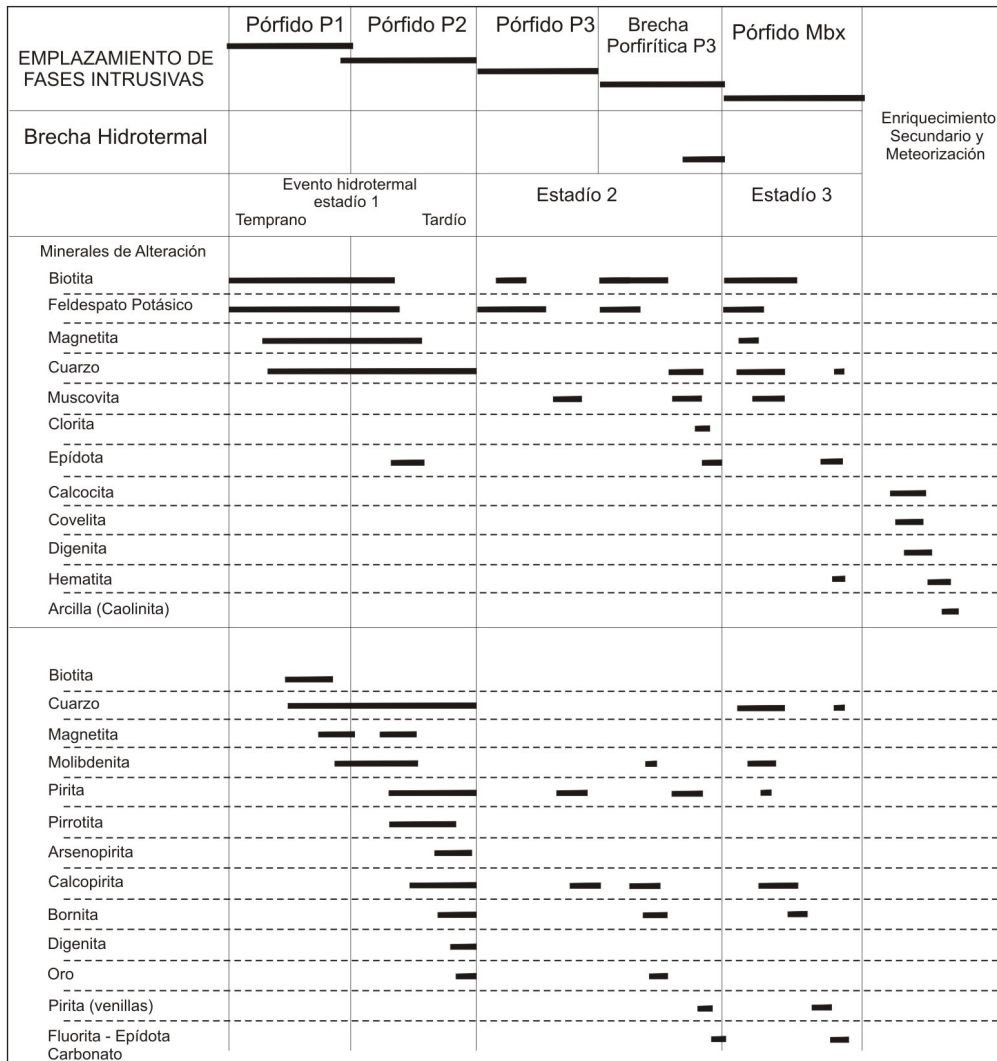


Figura 4.4 Paragénesis del pórfido El Galeno. Davies (2002)

4.2 Minas Conga

El proyecto Minas Conga comprende dos importantes yacimientos porfíricos de Au-Cu (Chailhuagón y El Perol; Fig. 4.5 y 4.6) localizados en el norte del Perú, departamento de Cajamarca. Estos se encuentran entre 15 a 20 km. al norte de

Michiquillay y 10 a 12 km. al este del depósito de Maqui Maqui en el distrito de Yanacocha. Los recursos definidos son 428.5 millones de toneladas métrica (Mt) de 0.31% Cu y 0.78 g/t Au para el Perol y 190 Mt con 0.28% Cu y 0.77 g/t Au para Chailhuagón (reporte anual de Cía Minas Buenaventura, 2000).

A pesar de la diferencia en algunos detalles, el tamaño, contenido de metal y tipos de secuencias de intrusión, alteración, mineralización y vetilleo hacen que los proyectos de Chailhuagón y El Perol sean bastante típicos de depósitos porfíricos de Au – Cu (Gustafson, 1978; Llosa y Veliz, 2000; Sillitoe, 2000).

4.2.1 Chailhuagón

a) Geología

Chailhuagón es un yacimiento porfírico de Au – Cu emplazado en un stock granodiorítico con una edad de 15.58 ± 0.12 Ma. (Gustafson et al., 2004). Este depósito tiene por lo menos dos pórfidos intraminerales alterados potásicamente (Gustafson et al., 2004). Este stock intruye a las rocas calcáreas de la formación Yumagual, del Cretáceo superior, las capas presentan un rumbo promedio E-W y buzan 20-25° Norte; el intrusivo en el contacto con la caliza ha desarrollado una aureola de marmorización de 100 – 200 m de ancho y muy débil skarnización (Fig. 4.5)

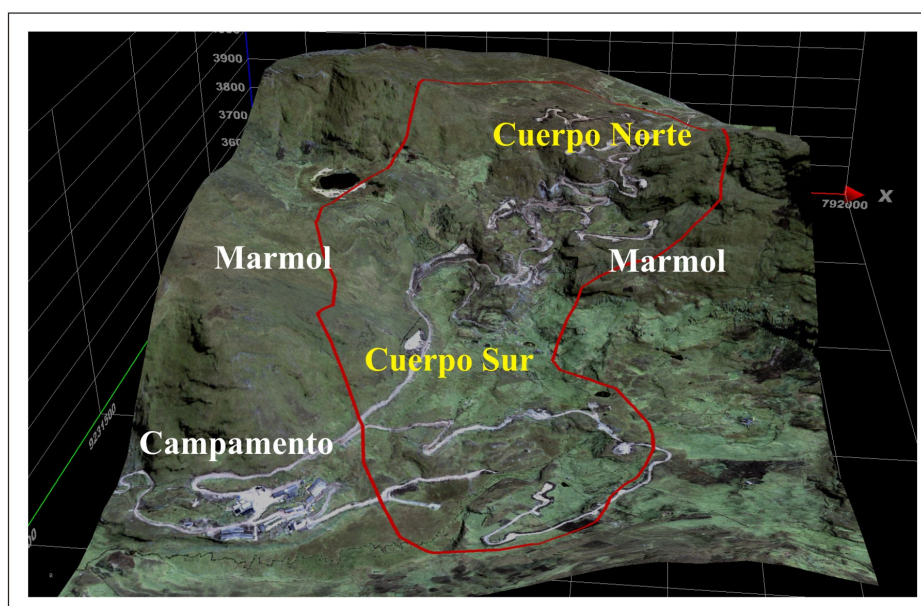


Figura 4.5 Foto del pórfido Chailhuagón. Minas Conga (X Simposium Internacional “Yacimientos minerales metálicos, modelos y metodologías de exploración”)

El stock tiene forma elongada en dirección N-S, con dimensiones de 2 km. de largo y 0.5 – 0.7 km. de ancho. La roca presenta textura porfirítica, cuya asociación está constituida por: plagioclasa, biotita, hornblenda, cuarzo y poca magnetita, la pasta está compuesta por microcristales de cuarzo y plagioclasa.

Estructuralmente el intrusivo se emplaza en una zona de debilidad estructural N-S transversal al anticlinal Caparrosa cuyo eje tiene dirección E-W.

b) Alteración y mineralización

Se distinguen dos importantes grupos de alteraciones, definidos desde e punto de vista genético (Llosa et al., 2000). El primero constituido por la alteración potásica y propilítica; el segundo conformado por la alteración filica y clorítica, estos últimos de poco desarrollo.

Alteración Potásica

Es la alteración principal responsable de la mineralización porfirítica de Au – Cu. La asociación está constituida por: cuarzo, feldespato potásico, biotita, actinolita y ocurre en forma pervasiva y selectiva.

La geometría de la alteración se ajusta a la forma alargada del intrusivo, y sus dimensiones son: 1.0 km. de largo (eje Norte – Sur) x 300 m. de ancho y 250 m en la vertical; lateralmente y en profundidad grada hacia las facies cloríticas – propilíticas.

Alteración Propilítica

Constituye un halo angosto e irregular que bordea la zona potásica; está constituido por: clorita, epidota – carbonatos; generalmente está en contactos con los calcáreos.

Alteración Filica

Evento retrógrado de poco desarrollo que se superpone a la alteración potásica en los niveles altos; se caracteriza por tener denso stockwork y control estructural. Es probable que parte de la zona filica haya sido erosionada.

Alteración Clorítica

Caracterizada por facies retrógradas con asociación de clorita – actinolita, biotita, que desarrolla en las aureolas de zona de alteración potásica, de tipo cálcico. En donde la clorita reemplaza a la biotita hidrotermal, a veces esta zona corresponde a la transición entre las facies potásicas y propilíticas.

La mineralización esta constituida por sulfuros primarios consistentes en pirita (1-2%), calcopirita (0.5 – 2.0%), bornita (0.3%), trazas de molibdenita de manera subordinada y sulfuros secundarios de calcosita y covelita desarrollada en forma restringida en los niveles altos; la magnetita y la hematina son comunes.

El oro ocurre como inclusiones muy finas (5 – 30 micras) asociado a calcopirita – bornita y ocasionalmente en pirita y cuarzo. La correlación metálica Au – Cu es muy buena.

La mineralización de sulfuros de Cu ocurre mayormente diseminada en la matriz de la roca asociada a la alteración potásica, también en stockwork de cuarzo, en venillas tipo A y B, a veces ocurre en venillas de sulfuros más tardíos.

4.2.2 El Perol

a) Geología

El yacimiento el Perol es otro depósito porfirítico de Au – Cu de 15.86 ± 0.09 Ma (Gustafson et al., 2004) . Tiene como roca huésped principalmente la diorita y el pórfido de cuarzo feldespato (granodiorita) de edad Miocénica y su encajonante regional son las rocas sedimentarias limo calcáreas de edad Cretácico superior (Fig. 4.6).

El pórfido cuarzo feldespático (PQF) intruye a la diorita y se emplazó en varias pulsaciones durante la evolución del yacimiento, reconociéndose tres eventos: El primer episodio corresponde al pórfido PQF principal que es considerado como el más importante por albergar el mayor volumen de la mineralización. El segundo episodio es intramineral y es de menos significado y el tercer episodio es tardío y estéril en mineralización.

También hay diques andesíticos y dacíticos y diques de brecha, que son post mineralización tienen reducida extensión y ocurren en la periferia del yacimiento.

En la zona de los bordes del pórfido principalmente al oeste y norte y a manera de lente hacia el este, se presenta los sedimentos limo – calcáreos donde se hayan desarrollado zonas de skarn con mineralización Au – Cu y polimetálica; Los skarn están constituidos de cuarzo, magnetita, glosularia, piroxenos y epídota, algunas veces estos skarn son completamente estériles. Hacia la periferia del skarn ocurren zonas de mármol y metasedimentos, algunas con débil anomalías de Au-Cu y Zn-Pb-Ag.

Estructuralmente el yacimiento esta ubicado en el corredor estructural La Chorrera – El Tambo, en el alineamiento de la falla El Perol siguiendo una orientación NW – SE, esta estructura controló su evolución. Tres sistemas principales de fracturamiento y fallamiento están relacionados con el proceso de alteración y mineralización (Llosa et al., 2000), y son:

- 1.- Sistema N40-60°O: paralelo a la falla Perol, controló la intensidad y magnitud de la alteración potásica y también de la orientación preferencial del stockwork de cuarzo de venillas tipo A y B.
- 2.- Sistema N-S: con desarrollo en el sector Perol Oeste (Local) favoreció el desarrollo de venillas de cuarzo tipo B y D que controló la forma alargada de la alteración filica.
- 3.- Sistema E-O y variaciones al norte y sur: conforman fracturas y venillas locales, localizadas hacia la periferia.



Figura 4.6 Foto Panorámica del pórfido El Perol

b) Alteración y mineralización

La alteración hidrotermal desde el punto de vista genético (Llosa et al., 2000) se clasifica en dos grandes eventos: 1) Evento progrado (alteración potásica y propilítica) y 2) evento retrógrado (alteración filica, argílica, argílica intermedia y argílica avanzada).

Alteración Potásica

El evento inicial responsable de la formación del yacimiento, grada hacia las periferia a la facies propilíticas, se expone por debajo del nivel 3700, contorneando las facies filica y argílica intermedias. Las dimensiones originales son de 1.6 Km. de largo por 0.70 km. de ancho, eje mayor NW-SE. Se reconocen dos subtipos : 1) Asociación feldespatopotásico-cuarzo-biotita-magnetita, desarrollado en el pórfido principal e intramineral, y 2) Asociación biotita-actinolita-cuarzo-magnetita con poco feldespatopotásico, desarrollado en la diorita.

Alteración Propilítica

Ocupa las zonas periféricas a la potásica y esta compuesta por una asociación de clorita, epidota y carbonatos y no contienen mineralización de Au – Cu a excepción de una débil piritización.

Alteración Fílica

Esta compuesta por asociación cuarzo-sericita-illita-caolinita-pirita; la textura del protolito está completamente obliterada y por lo general se sobrepone a la alteración potásica, produciendo un halo argílico en su contacto. Se emplaza en la parte central de los sectores Perol Oeste y Perol Este y alberga la mejor mineralización de Au – Cu. Las dimensiones son 550 m. de largo (eje N-S), 200 – 280 m de ancho y 400 – 500 m de profundidad.

Alteración Argílica Intermedia

Constituida por una asociación de cuarzo-illita-clorita-caolinita-hematita; esta fase se sobrepone a la alteración potásica y es transicional entre la alteración potásica y fílica; su ocurrencia es restringida y contiene similar mineralización que la potásica.

Alteración Argílica Avanzada

Se expone en los bordes norte y este del yacimiento, es conformante del lithocap del pórfido; está constituida por la asociación de sílice – alunita – pirofilita – caolinita. Esta Facie es estéril en mineralización de Au – Cu.

Skarn

Ocupa la zona periférica del pórfido a manera de lentes discontinuos, con mayor desarrollo en los borde norte, noreste y oeste del yacimiento. Se diferenciaron dos tipos de skarn: 1) skarn cuarzo – magnetita con o sin mineralización de Au – Cu, 2) Skarn de granates – piroxenos – epidota, asociados a mienralizaciones polimetálicas (Zn – Pb – Ag – Au – Cu). Algunas veces los horizontes de skarn se restringen a una simple silicificación, estos son generalmente débiles en mineralización.

La mineralización del yacimiento Perol se alberga tanto en el pórfido como en el skarn, estando el mayor volumen en el primero. La mineralización en el pórfido es fundamentalmente oro – cobre, los sulfuros de cobre consisten en calcopirita, bornita, covelita, acompañados de pirita y magnetita; los sulfuros ocurren diseminados y en

venillas; el oro ocurre libre como inclusiones en la calcopirita y bornita. La mineralización de Au – Cu se encuentra distribuida en columnas verticales y ambos elementos muestran buena correlación; la zona mejor mineralizada se encuentra ligada a la alteración fílica (con denso stockwork de cuarzo) el cual se superpone a la alteración potásica.

Capítulo V

Edad de Mineralización de los Depósitos Porfiríticos

Tomando como base resultados geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Davies (2002), se ha realizado la interpretación en el tiempo de la evolución magmática en la región de Cajamarca, norte del Perú.

Los nuevos datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron determinados para diez muestras de rocas intrusivas y volcánicas (cuadro 5.2), con la finalidad de establecer un orden geocronológico de los eventos magmáticos. Estas rocas ígneas se encuentran asociadas principalmente a depósitos tipo pórfido, entre los cuales destaca El Galeno (Cu-Au-Mo), La Carpa (Au-Cu), Michiquillay (Cu-Au-Mo), Minas Conga (Au-Cu) y otras intrusiones estériles alrededor del sistema de fallas Punre – Canchis. (Quispe et al., 2007).

Esta reinterpretación fue apoyada por anteriores estudios geocronológicos llevados a cabo por Laughlin et al., (1968), Borredon (1982), Noble et al., (1990), Mcfarlane et al., (1994), Llosa et al., (1996), Turner (1997), James (1998), Noble & Mckee (1999) y Longo (2005).

La recopilación de esta información actualizada permitió establecer una correlación geocronológica de nuestra zona de estudio con las otras zonas mineralizadas de los alrededores, donde destaca Yanacocha (Longo, 2005), La Zanja (Noble et al., 2004), y el distrito minero de Hualgayoc - Tantahuatay (Macfarlane, 1988)

5.1 Datos geocronológicos

A los datos geocronológicos publicados por Davies, 2002 (cuadro 5.2); Gustafson et al., 2004 y Noble et al., 2004 (cuadro 5.3) se suman a las dataciones hechas por Noble el año 1990 (cuadro 5.1) Estas dataciones nos ayudan a establecer una nueva relación espacio – tiempo de los pórfidos en el norte del Perú.

Cuadro 5.1 Resumen de los datos geocronológicos K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Noble et al., 1990)

Muestra	Norte	Este	Mineral Analizado	Edad	Método
POR	6°31.4'	79°07.3'	Plagioclasa	54.8 ± 1.8	K-Ar
LAJAS-4	6°33.1'	78°44.3'	Plagioclasa	66.2 ± 2.0	K-Ar
LAJAS-6	6° 33.1'	78°44.3'	Plagioclasa	50.2 ± 1.5	K-Ar
LAJAS-3	6°33.1'	78°44.3'	Plagioclasa	49.1 ± 1.5	K-Ar
BMC-2	6°40.6'	78°31.8'	Plagioclasa	44.3 ± 1.3	K-Ar
YML-4	6°29.9'	78°54.6'	Sanidina	44.2 ± 1.2	K-Ar
BMC-1	6°40.6'	78°31.8'	Plagioclasa	43.6 ± 1.3	K-Ar
HMB-1	6°31.7'	79°04.7'	Sanidina	39.3 ± 1.0	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
HMB-4	6°30.7'	79°03.7'	Sanidina	36.4 ± 1.0	K-Ar
UHM-2	6°26.8'	79°00.4'	Plagioclasa	35.4 ± 1.2	K-Ar
BMC-4C	6° 41.3'	78°30.2'	Plagioclasa	23.2 ± 1.5	K-Ar
CHB-1	7°07.3'	79°27.3'	Hornblenda	11.4 ± 0.6	K-Ar
BMC-3	7°40.8'	78°31.6'	Sanidina	8.2 ± 0.2	K-Ar

Cuadro 5.2 Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Davies, 2002).

Muestra	Localización	Litología	Mineral Analizado	Edad	Error	Método
S-46	Cerro Perol este	microdiorita Hbl	Horblenda	57	3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-31	Cerro Montana	Hbl diorita	Horblenda	47	3	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-21	La Carpa	Hbl andesita	Horblenda	42.55	0.12	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-16	SE de El Galeno	Hbl gabro	Horblenda	29.40	1.40	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-59	Michiquillay Norte	Hbl-Bt diorita	Horblenda	20.60	0.14	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-11	Aurora Patricia	Hbl-diorita	Horblenda	21.30	0.80	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-H22	Depósito Michiquillay	Hbl-Bt diorita	Biotita	19.77	0.05	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-38	La Carpa	Hbl-Qtz diorita	Horblenda	17.85	0.06	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-T2	Depósito El Galeno	Hbl-Bt diorita	Biotita (hidrot.)	17.50	0.30	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
S-T4	Depósito El Galeno	Hbl-Bt diorita	Biotita	16.53	0.18	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cuadro 5.3 Resumen de los datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Gustafson et al., 2004 y Noble et al., 2004)

Muestra	Localización	Litología	Mineral Analizado	Edad	Error	Método
SPS-340-al	La Zanja	Alt. Arg. Avanzada	Alunita	15.61	0.12	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
O-34/96M	Cocañes	-----	Alunita	16.06	0.11	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
H-46/535M	Perol(M. Conga)	-----	Ortoclasa	15.86	0.09	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$
N-21/235M	Chailhuagón (M. Conga)	-----	Biotita	15.58	0.12	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

5.2 Comentario sobre los datos geocronológicos

Llosa et al., (1996) dató una intrusión en el sector de Cocañes Este (Minas Conga) por el método K-Ar resultando una edad de 43.6 ± 3.7 Ma. Gustafson et al., (2004) dató la misma intrusión en 16.06 ± 0.11 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Por otro lado la intrusión Coymolache de Hualgayoc, fue datada inicialmente por Macfarlane et al., (1994) en 45 ± 3.4 Ma (Rb-Sr), luego James (1998) reporta una nueva edad estimada en 14.3 ± 0.1 Ma. (U-Pb, zircones). En consecuencia los resultados de las dataciones antiguas no son las más adecuadas para entender la evolución magmática del norte del Perú.

Se consideraba como la roca ígnea más antigua de la zona de estudio al intrusivo de Cocañes Este de Minas Conga, pero Davies (2002) obtuvo nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en el Cerro Perol este (57 ± 3 Ma, muestra S-46) y en el Cerro Montana (47 ± 3 Ma, muestra S-31) pasando a convertirse en las rocas más antiguas de la región de Cajamarca (cuadro 5.2 y Figura 5.3).

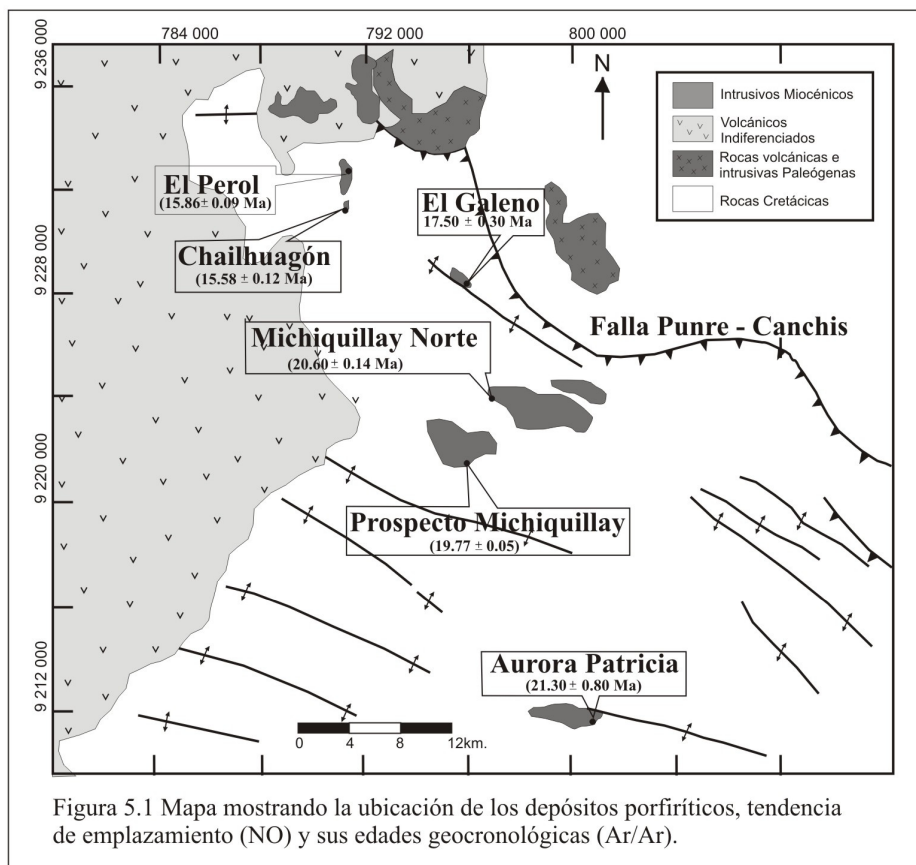
La muestra S-21 (cuadro 5.2) con 42.55 ± 0.12 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) puede ser considerada también como una de las primeras rocas volcánicas en la región y es asignada a formar parte de la Formación Llama inferior. La muestra S-46 (cuadro 5.2) con 57 ± 3 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) indica que la actividad magmática e intrusiva en la zona de estudio empezó unos tres millones de años antes de lo interpretado por Noble et al., (1990), quien dató una roca en 54.8 ± 1.8 Ma (K-Ar) (cuadro 5.1).

En estudios previos Laughlin et al., (1968) dató un intrusivo estéril y la edad de mineralización de Michiquillay en 46.4 ± 1.8 Ma (K-Ar) y 20.6 ± 0.6 Ma (K-Ar), respectivamente. La muestra S-59 (cuadro 5.2) en el mismo intrusivo estéril reportó una edad ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de 20.61 ± 0.14 , permitiendo replantear la edad inicial de Michiquillay al Mioceno temprano.

Si se compara la edad de la intrusión estéril de Michiquillay con la edad de otra intrusión estéril cercana, como es el caso de Aurora Patricia, estimada en 21.3 ± 0.8 Ma. (S-11); se puede corroborar la edad Miocénica temprana.

La muestra S-38 (cuadro 5.2) tomada desde una intrusión estéril en La Carpa tiene una edad promedio de 17.85 ± 0.06 Ma. ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), siendo este resultado muy similar al

estimado en el intrusivo en Chailhuagón Sur (Llosa et al., 1996), que reportó una edad de 17.1 ± 1.5 Ma (K-Ar, S-T2). Otro dato desde una biotita hidrotermal, relacionada a la segunda fase intrusiva en El Galeno, reportó una edad de 17.50 ± 0.30 ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Esto suponía una relación temporal entre estas tres intrusiones.



Las nuevas dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en Minas Conga (Gustafson et al., 2004), son más exactas que las hechas con el método K-Ar (cuadro 5.3). Estas nuevas dataciones arrojan una edad de 15.86 ± 0.09 (El Perol) y 15.58 ± 0.12 (Chailhuagón), lo cual cambia totalmente la evolución geocronológica de todo este sector de sistemas porfíricos, al considerarse ahora Minas Conga mucho más joven que El Galeno, dejando de lado la supuesta relación temporal que existía entre La Carpa, El Galeno y Minas Conga por tener edades similares.

Biotita Magmática (muestra ST-4, cuadro 5.2) en una intrusión post-mineralización tardía en El Galeno (16.53 ± 0.18 Ma; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) cristalizó alrededor de un millón de años después del estadio principal de mineralización en el depósito y 800 000 años

antes de la deposición de la Formación Llama superior (15.78 ± 0.17 Ma; Turner, 1997).

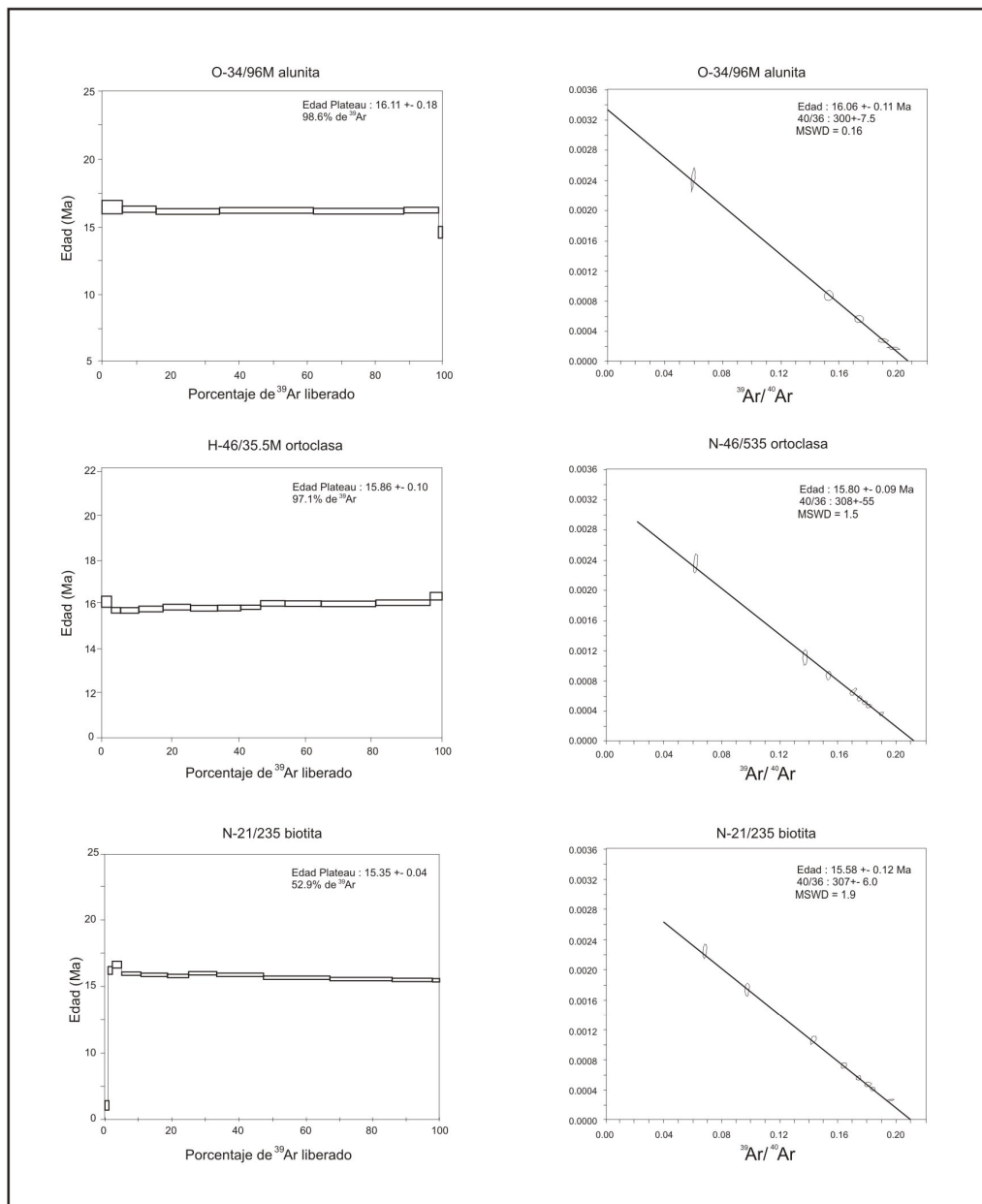


Figura 5.2 Esquema de los resultados de las edades Plateau de Minas Conga. (Gustafson, L. et al., 2004)

5.3 Marco regional

Los datos geocronológicos existentes en publicaciones (Davies, 2002, Gustafson et al., 2004 y Noble et al., 2004) nos permitieron establecer una relación temporal entre los pórfidos Miocénicos de Au – Cu y Cu - Mo con otros tipos de mineralizaciones

existentes en la región Cajamarca los que para su mejor estudio y entendimiento han sido divididas en sectores.

5.3.1 Sector de los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo

Entre los principales depósitos porfiríticos que encontramos en la zona de estudio tenemos Michiquillay (Cu-Mo), El Galeno (Cu-Mo), La Carpa (Au-Cu) y Minas Conga (Au-Cu). Estos depósitos son de edad Miocénica entre 21.30 a 15.58 Ma. (Ar^{40}/Ar^{39}). La composición geoquímica de los pórfidos varía entre diorita y granodiorita. Los pórfidos de Cu-Mo se han desarrollado dentro de roca caja sedimentaria clásticas (Grupo Goyllarisquizga), mientras que los pórfidos de Au-Cu (Minas Conga), se han desarrollado teniendo como roca caja calizas (Fm. Yumagual).

El control estructural de los pórfidos muestra una clara asociación con estructuras tipo anticlinal y fallas de carácter regional (Davies, 2002). La geocronología (Ar^{40}/Ar^{39}) indica que los pórfidos más antiguos en la zona de estudio se encuentran hacia el SE, haciéndose más jóvenes hacia el NW.

5.3.2 Sector de Hualgayoc – Tantahuatay

El distrito de Hualgayoc fue uno de los principales productores de plata en el Perú. Su geología y sus depósitos han sido discutidos por Vidal y Cabos (1983), Canchaya (1990), Macfarlane et al., (1994) y Paredes (1997) entre otros.

La mayor producción histórica viene desde vetas ricas en plata en los domos del Cerro Jesús y Cerro San José de edad miocénica, mucha mineralización reciente proviene desde las vetas y los mantos de reemplazamiento de rocas carbonatadas-limoníticas del Cretácico. Un depósito porfirítico de Cu-Au ha sido explorado en Cerro Corona y por lo menos 5 otras ocurrencias de mineralización tipo pórfido son conocidas en el distrito.

La mineralización en el distrito parece estar en el rango de entre 14.3 y 12.4 Ma. (Macfarlane et al., 1994; Noble y McKee, 1999). Una amplia zonación en la distribución de los diferentes tipos de mineralización ha sido reconocida (Vidal y Cabos, 1983), pero en detalle los patrones son complejos y pobremente documentados.

Alunita de una roca del domo alterado hidrotermalmente fue data en 12.4 ± 0.4 Ma, y en biotita en un dique postmineral en 8.6 Ma (Noble and Mckee, 1999) haciendo del domo de Tantahuatay y de su mineralización ligeramente más joven que la mineralización en Hualgayoc.

Tantahuatay 2 es sólo uno de todos los centros que presentan anomalías fuertes de Mo, las cuales apoyan la interpretación de un sistema porfirítico en profundidad. (Gustafson et al., 2004)

5.3.3 Sector del distrito minero de Yanacocha

El distrito minero de Yanacocha en el norte del Perú es considerado como el más grande grupo de depósitos epitermales de alta sulfuración en el mundo. Con datos geocronológicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se trata de reconstruir la historia volcánica del área y analizar la distribución espacial y temporal del volcanismo.

Las rocas volcánicas abarcan un periodo que va desde aproximadamente 19.5 hasta 8.4 Ma, con una composición desde andesitas hasta riolitas. Las rocas volcánicas emplazadas en el campo volcánico de Yanacocha van desde 14.5 a 8.4 Ma. contemporáneo con el magmatismo y el hidrotermalismo cuarzo-alunita que esta asociado con la deposición de Au. (Longo, 2005)

El magmatismo progresa hacia el noreste a través del tiempo cortando el distrito. Cinco periodos de actividad mágmatica han sido reconocidos desde la estartigrafía volcánica y la data de edades geocronológicas. (Longo, 2005)

Las erupciones se inician en 14.52 ± 0.13 Ma con las lavas andesititas del Yanacocha inferior y finaliza por 11.22 ± 0.08 Ma con una erupción explosiva en el este de la ignimbrita dacítica San José. Entonces, el magmatismo cambió de dacitas altamente oxidadas a riolitas caracterizadas por domos e intrusiones de pórfidos aislados y finaliza con una erupción explosiva en la ignimbrita riolítica Negritos con una edad de 8.43 ± 0.04 Ma. Los volúmenes y ratios de erupción alcanzan su máximo pico desde 14.5 hasta 11.2 Ma. durante la erupción de la andesita Yanacocha inferior y la ignimbrita San José decreciendo dramáticamente después de los 11 Ma. (Longo, 2005).

Las edades en alunita indican una actividad hidrotermal que comienza en el oeste en Cerro Negro y el depósito de Quillish desde 13.56 ± 0.24 a 12.64 ± 0.61 Ma. y migra hacia el este a los depósitos de Carachugo y Maqui Maqui donde pulsos separados se desarrollan desde 11.01 ± 0.09 a 10.73 ± 0.05 Ma. y 10.24 ± 0.14 a 9.95 ± 0.14 Ma. entonces la actividad se centra en el depósito Cerro yanacocha desde 9.25 ± 0.10 a 8.22 ± 0.46 Ma. Comparando las edades de las rocas volcánicas con las de la alunita se sugiere que los mayores eventos de deposición de Au se correlacionan con los periodos de bajo ratio de erupción volcánica. Los ratios de deposición de Au incrementan dramáticamente después de 11 Ma cuando la producción eruptiva decrece y el contenido en SiO₂ incrementa. (Longo, 2005).

5.3.4 Sector La Zanja - Sipán

La Zanja es un sistema volcánico muy grande con intensa alteración ácido-sulfato, el cual se encuentra distribuido alrededor de un anillo que tiene una depresión topográfica semicircular de aproximadamente 6 x 4.5 Km. La historia volcánica de la Zanja es compleja y de varios eventos envolviendo rocas de varias composiciones desde andesita a riolita. (Turner, 1999)

La depresión es interpretada como una pequeña caldera, llamada caldera San Pedro. Una secuencia de flujos de ceniza fue reconocida como parte de las facies intracaldera de aproximadamente 19 x 24 km. que definen de una manera no muy clara la caldera La Zanja. (Turner, 1999)

El depósito de Sipán está localizado dentro de uno de estos centros volcánicos andesíticos sobre la periferia sureste del de la parte externa del anillo de la caldera La Zanja. Estructuras radiales e intrusiones dacíticas dentro de una secuencia de tufos andesíticos son marcados como evidencia para un marco estratovolcánico (Candiotti y Guerrero, 1997). Sipán es una de las muchas zonas de alteración ácido-sulfato y mineralización de Au hospedado hospedados en una serie de conos de composición andesítica de extensión areal limitada. Muchos de estos centros incluyendo Sipán definen una tendencia NNO. En el área La Zanja este volcanismo andesítico es demostrablemente más joven que los eventos que formaron la caldera y cubre parte del margen de la caldera.

Sabemos que la mineralización en la Zanja está contenida en un corredor estructural de tendencia ONO que interfecta el margen sur de la Caldera San Pedro (Turner, 1999). Alteración argílica y menor extensión de venillas dentro de los flujos sobreyacentes sugieren que estas rocas andesíticas se emplazaron por erupción durante el decaimiento de los estadios del sistema hidrotermal. Esto es un escenario muy similar al volcánico Regalado en el distrito de Yanacocha y se está intentando correlacionar estas secuencias volcánicas. Ambos están compuestos predominantemente de flujos de lavas andesíticas horbléndicas con brechas y tufos subordinados, asociados con el decaimiento del sistema hidrotermal.

La edad Plateau de una alunita hipógena (simple SPS-340-AL) (Ver fig. 2) desde la zona de San Pedro Sur es de aproximadamente 15.61 ± 0.12 incorporando 61.2% del ^{39}Ar liberado. Un pequeño centro volcánico al noreste en el distrito de Maqui Maqui en el distrito de Yanacocha obtuvo mediante una edad isocrónica $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de 15.62 ± 0.06 Ma. Reportada por Turner (1997), probablemente vienen del mismo pulso magmático que produjo la mineralización en la Zanja. A la inversa una edad de gas total de 11.91 ± 0.06 Ma. en biotita desde un domo volcánico inalterado (simple LZD-3-BIO) en la parte oeste del distrito de la Zanja demuestran que la actividad ígnea alrededor de la misma edad es responsable para la mineralización en Yanacocha esta presente en la parte oeste más lejana de La Zanja. (Gustafson et al., 2004).

5.4 Discusión

Noble et al. (1990) reconoce una clara asociación entre al tectonismo Cenozoico y el magmatismo en los Andes Centrales. Se infiere que este magmatismo estuvo relacionado a eventos tectónicos a escala mucho más grandes, como es el movimiento de las principales placas tectónicas en el frente de convergencia del Perú y sus diferentes razones de convergencia a través del tiempo geológico (Figura 5.3)

Entre los 50 y 42 millones de años el oeste del margen de la placa sudamericana estuvo caracterizado por razones de alta convergencia de aproximadamente 150 mm/año, (Pardo-Casas y Molnar, 1987), este intervalo corresponde con una amplia dispersión con las rocas volcánicas del Calipuy (Llama inferior) las cuales se emplazaron aproximadamente entre 54 y 43 millones de años en el norte de los andes peruanos.

Tres de las dataciones de Davies, (2002) sobre rocas ígneas caen dentro del intervalo de alta convergencia que coincide con el evento tectónico de la fase Inca II (43-42 Ma.), la datación que tiene como resultado la edad más antigua en rocas ígneas (S-46 con 57 Ma) corresponde con el evento orogénico Inca I (59-55 Ma, Benavides, 1999).

Estas razones de alta convergencia fueron seguidos por razones de baja convergencia desde 36 a 24 Ma. (Pardo-Casas y Molnar 1987), durante el cual algunas rocas volcánicas y diques máficos de alto nivel fueron emplazadas (aprox. 29.5 Ma.), coincidiendo con el inicio de el evento tectónico Inca III (30-27 Ma, Benavides, 1999). Entonces una fuerte relación entre los ratios de baja convergencia y una quietud de magmatismo es evidente en el norte del Perú, donde pocas rocas ígneas Oligocénicas han sido documentadas o datadas (Noble y Mckee, 1999).

La actividad magmática se reinició aproximadamente a comienzos del Mioceno temprano (23 Ma.) y estuvo temporalmente ligada con la fase Inca III (22 Ma, Benavides, 1999)

Una rotación de la placa de Nazca en sentido del reloj y un incremento en las razones de convergencia de la placa (Pardo-Casas y Molnar, 1987) fue reconocido para este tiempo.

Lo importante es que el inicio de este magmatismo y todas las características tectónicas mencionadas anteriormente para este tiempo se encuentran ligadas de cerca (norte del Perú) a lo que es el emplazamiento de los principales depósitos porfiríticos de Au-Cu y Cu-Au-Mo emplazados en un lapso de tiempo de 21.30 a 15.58 Ma (Davies, 2002).

Davies (2002) infirió que el stock de El Galeno representaba la última roca intrusiva relacionada a los pórfidos emplazados durante el Mioceno temprano a medio, sin embargo nuevas dataciones demuestran que son los pórfidos que forman Minas Conga los que deben ser considerados como los últimos pulsos intrusivos, al ser más jóvenes que El Galeno por aproximadamente 2 Ma.

En base a las nuevas interpretaciones geocronológicas se tiene que las intrusiones relacionadas con los pórfidos Miocénicos se emplazaron en un lapso aprox. 5.72 Ma, desde 21.30 en Aurora Patricia hasta 15.58 Ma en Minas Conga, siendo ligeramente inferior al lapso de tiempo propuestos por Davies (2002), pero la actividad magmática – hidrotermal se prolongó por un intervalo mayor de tiempo. En el distrito de Potrerillos en Chile (Marsh et al., 1997) el factor principal para la formación de los depósitos gigantes es debido a un lapso prolongando de tiempo de aprox. 5 a 10 Ma.

La correlación de dataciones nos muestran que el depósito de La Zanja se desarrolló al mismo tiempo que los depósitos porfiríticos de Minas conga.

Luego el Foco magmático-hidrotermal cambió al sector de Hualgayoc-Tantahuatay, donde la roca más antigua datada en este sector es el sill de Yanacancha que fue emplazado en 16.8 Ma (Macfarlane et al., 1994) seguidas por las intrusiones en cerro Corona y cerro Comoylache en 14.4 y 14.3 Ma. respectivamente (James, 1998)

Seguidamente el foco mágmatico-hidrotermal cambio ligeramente hacia el sur y tuvo su más alta exposición desde el punto de vista económico en lo que hoy conocemos como el complejo Yanacocha. Datos de Turner (1997) y Longo (2005) indican que la formación de los principales depósitos en Yanacocha se dieron en un lapso de tiempo de 11.46 – 10.92 Ma. (Davies, 2002) durante el Mioceno medio. La actividad magmática en Yanacocha y Hualgayoc-Tantahuatay terminó durante el evento orogénico de la fase Quechua II (7-8 Ma, Benavides, 1999)

El cambio de la actividad magmática entre el sector Hualgayoc-Tantahuatay y Yanacocha es poco entendido.

Por último existe una relación de emplazamiento de los sistemas porfiríticos en sentido NO, debido a que en esa orientación los depósitos se hacían cada vez más jóvenes (Fig. 5.1).

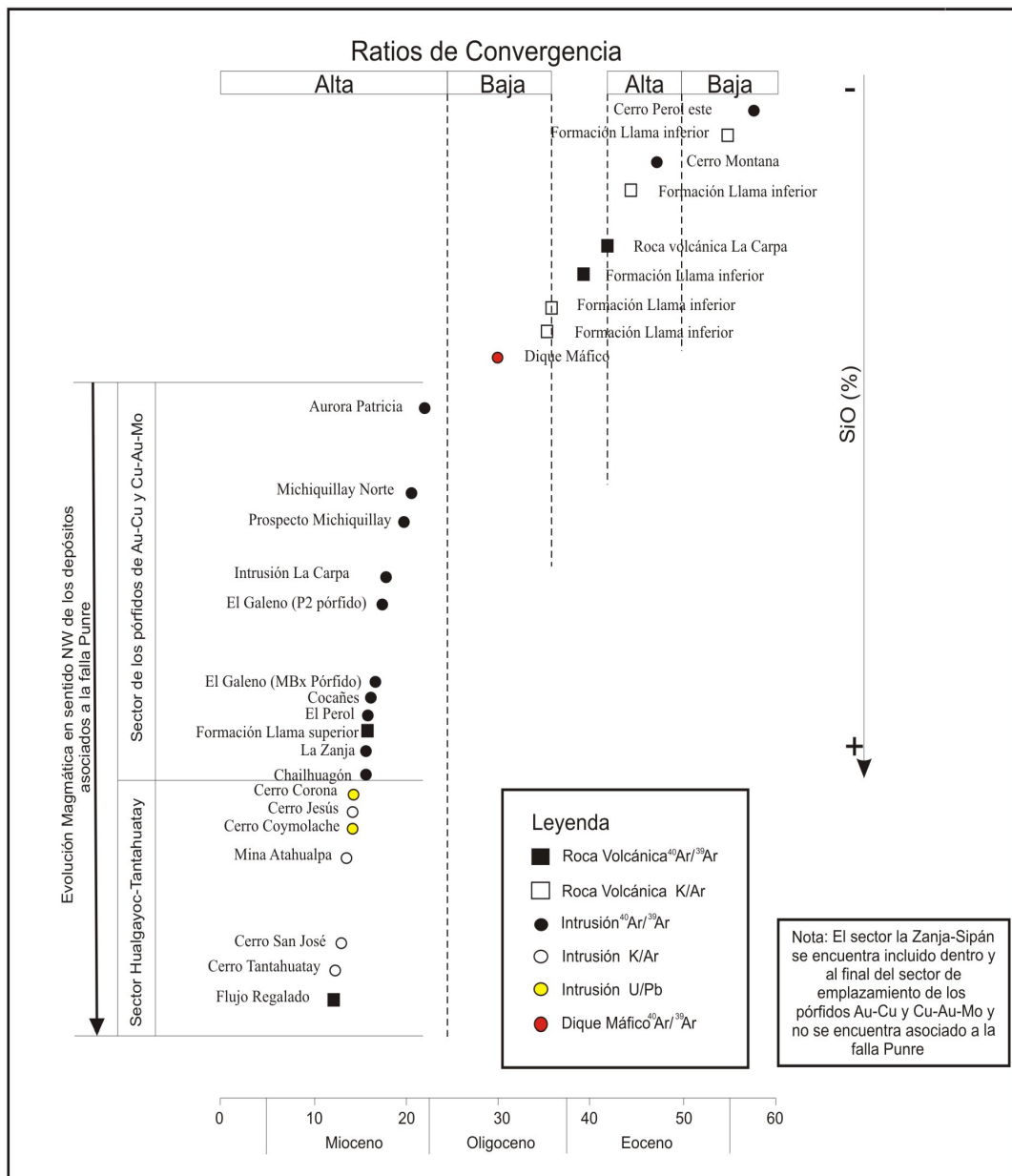


Figura 5.3 Diagrama esquemático ilustrando las evolución geocronológica de la mineralización y de la roca. (Gráfico modificado de Davies, 2002)

CAPÍTULO VI

CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICA DE LOS YACIMIENTOS

Las rocas ígneas en nuestra área de estudio se encuentran en un rango de composición geoquímica calcalcalina con medio a alto contenido de potasio. Los intrusivos miocénicos estériles tienen un rango de contenido de sílice de 58.20% a 63.52% con un promedio de 60.32%, mientras que los intrusivos relacionados a la mineralización tienen un rango entre 59.51% a 65.80% con un promedio de 62.58%. Por lo general el contenido de potasio en las rocas intrusivas estériles es mediano, mientras que para las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización es alto. (Fig. 6.1)

El cociente La/Yb para rocas intrusivas estériles es 10.81, mientras que para las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización es 11.87 (Davies, 2002). Esta característica de diferenciación fue corroborado por el cociente Nb/Yb con valores de 4.86 para los intrusivos estériles y 6.67 para los intrusivos mineralizados. (cuadro 6.1)

Los diagramas spider muestran una ligera mayor evolución magmática para los intrusivos relacionados a la mineralización que para los intrusivos estériles. Los elementos LILE (Cs, Rb y Ba) muestran algunas pequeñas diferencias, mientras que los HREE para ambos tipos de intrusivos miocénicos es muy similar. En consecuencia ambos tipos de intrusivos muestran en los diagramas spider una similar firma geoquímica (Fig. 6.6 y Fig. 6.7)

Los gráficos de discriminación de granitos (Rb vs $Yb + Nb$; Pearce, 1983), nos muestran que este tipo de rocas ígneas pertenecen al grupo de los granitos tipo I, con una clara asociación a la mineralización de Au, Cu, $Mo \pm W$ (Fig. 6.13). Estos resultados fueron corroborados con otro gráfico de discriminación de granitos (Nb vs Y ; Pearce, 1983). Según los diagramas de discriminación de granitos estas rocas se encuentran dentro del marco tectónico de granitos de arco volcánico (tipo I) + syncolisionales (tipo S) (Fig. 6.14), pero la correlación P_2O_5 vs SiO_2 (Fig. 6.15) nos muestra una correlación negativa propia de los granitos tipo I (Ishihara, 1981).

Según la clasificación de Ishihara (1981), Los elementos mayores (Fe_2O_3 , FeO y SiO_2) indican que estos pórfidos son moderadamente evolucionados, encontrándose en el límite de los intrusivos moderadamente a fuertemente oxidados con una clara asociación a la mineralización de Cu-Au-Mo. (Fig. 6.16, 6.17 y 6.18)

6.1 Método analítico

Para el presente estudio de investigación se recolectaron en campo 11 muestras de mena, las cuales fueron selectivamente tomadas de las zonas con mayor enriquecimiento. Estas muestras fueron analizadas por el método ICM90A - fusión de peróxido de sodio y lectura con ICP-MS. Este método nos permitió una lectura total de 54 elementos traza. El Au fue analizado por el método FAA515 – Oro fire assay 50 gr. + AAS. Fueron pocas las muestras que estuvieron por encima del límite de detección superior, las cuales se encontraban relacionadas al Cu, Mo y Au.

Aparte también se tomaron los resultados geoquímicos de Davies (2002) para su reinterpretación desde un punto de vista petrogenético (20 muestras; Anexo II y III). Los elementos mayores y la mayoría de los elementos traza (Ba, V, Cr, Co, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr y Nb) fueron analizados por fluorescencia de rayos X (XRF). Las tierras raras (REE) y los restantes elementos traza (Cs, Hf, Sc, Ta, Th y U) fueron analizados por instrumento de análisis de activación neutrónica (INAA).

6.2 Elementos mayores

Las rocas ígneas miocénicas demuestran un rango de concentración de sílice no muy amplio. La alta concentración de sílice determina que estas rocas se ploteen dentro del campo de las rocas ácidas con medio a alto contenido de potasio (Fig 6.1). Claramente se puede observar que las rocas ígneas relacionadas a la mineralización son las que presentan las mayores concentraciones de sílice y de óxido de potasio. Las mayores concentraciones de sílice se encuentran relacionadas a los stocks mineralizados de El Galeno (ST-1, ST-2 y ST-3). Las rocas estériles tienen una dispersión de sílice mucho más homogénea que las rocas relacionadas a la mineralización, ploteándose la mayoría dentro del campo diorítico (Fig. 6.2)

El diagrama TAS (Fig. 6.2) muestra en especial para los stocks estériles y aquellos relacionados a la mineralización del pórfido El Galeno una transición de diorita a granodiorita respectivamente. Las muestras de Minas Conga, muestran una composición geoquímica que las ubica en el límite del campo diorítico con el granodiorítico.

Para corroborar mejor estos resultados se creyó conveniente plotear las muestras en el gráfico SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig. 6.3). El gráfico muestra la misma tendencia de composición diorítica (andesita) para los stock estériles y una transición a granodiorítico (riodacita) para los stocks relacionados a la mineralización.

Los gráficos de alcalinidad vs subalcalinidad (Fig. 6.4) nos muestra que el magmatismo de la zona de estudio es de composición subalcalina.

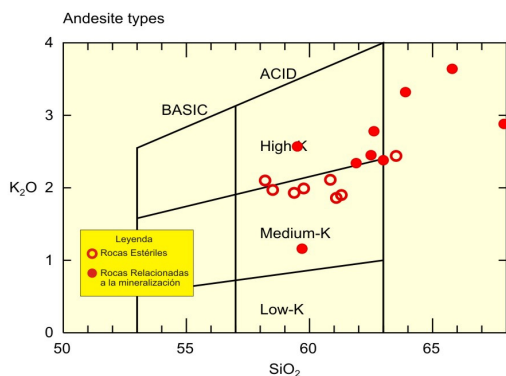


Figura 6.1 Diagrama de acidez vs alcalinidad de los stocks estériles y mineralizados

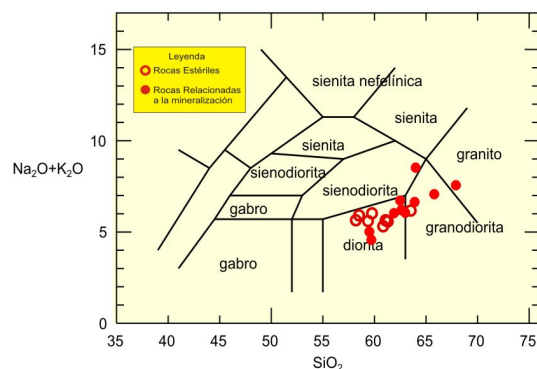


Figura 6.2 Diagrama TAS mostrando la clasificación geoquímica de las rocas intrusivas.

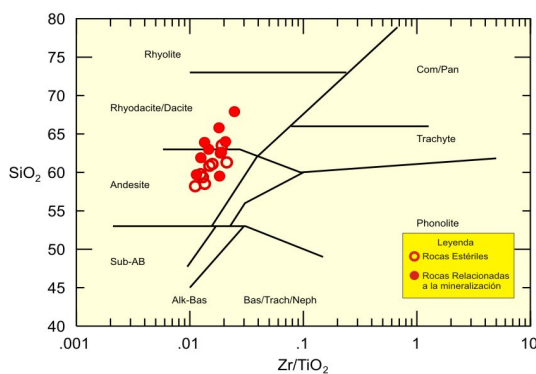


Figura 6.3 Diagrama de clasificación geoquímica del SiO_2 vs Zr/TiO_2

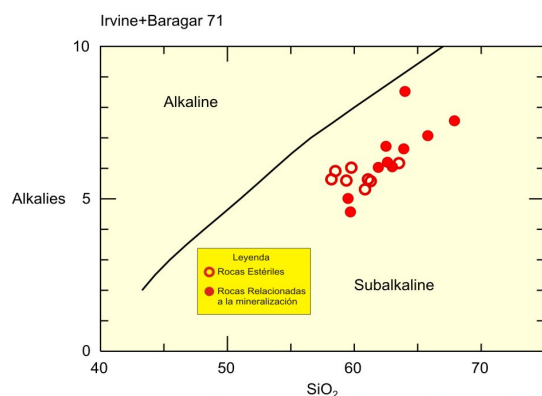


Figura 6.4 Diagrama de alcalinidad vs SiO_2

Dentro de la subdivisión de las rocas subcalcinas tenemos que las muestras caen en el campo calcoalcalino con medio a alto contenido de potasio. (Fig. 6.5)

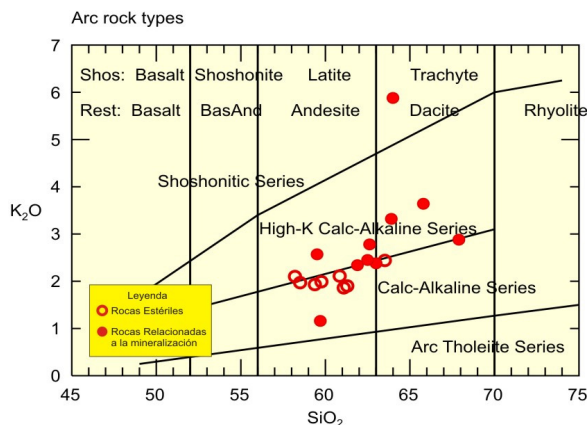


Figura 6.5 Diagrama de clasificación geoquímica de la serie subcalcina.

6.3 Elementos traza

En líneas generales los stocks estériles y aquellos relacionados a la mineralización normalizadas al NMORB muestran un rango de concentraciones de elementos compatibles (Y, Yb) muy similares. Se observa para ambos tipos de intrusivos una anomalía muy significativa de Nb. Los Stocks relacionados a la mineralización presentan ligeramente mayores rangos de concentración en LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) Cs, Rb y Ba. Los gráficos Spider muestran un ligero incremento de Sr para los Stocks estériles, con un promedio de 657 ppm; Mientras que los stocks mineralizados muestran un promedio de concentración de Sr de 503 ppm (Fig. 6.6 y 6.7). Las muestras recolectadas en las menas de los depósitos muestran muy claramente mayores rangos en las concentraciones de elementos traza, manteniéndose todavía la misma tendencia de la firma geoquímica de los stocks estériles y aquellos relacionados a la mineralización (Fig. 6.8).

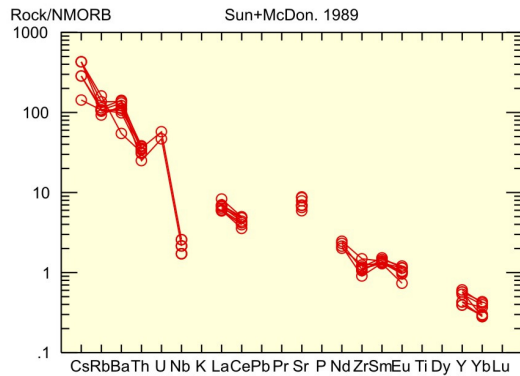


Figura 6.6 Diagrama spider de elementos traza de las rocas intrusivas estériles

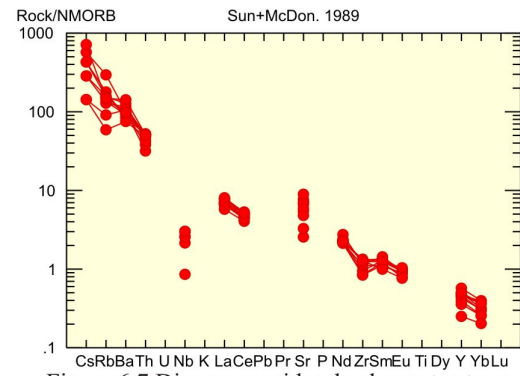


Figura 6.7 Diagrama spider de elementos traza de las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización.

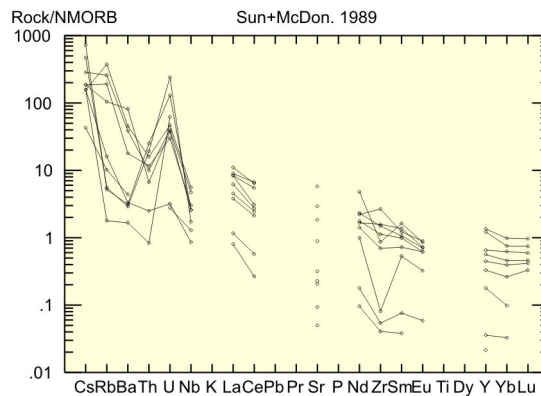


Figura 6.8 Diagrama spider de elementos traza para rocas de mena

Según el diagrama TAS de correlación $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Fig. 6.2) El Galeno presenta la muestra ST-4 (roca estéril) como diorita, mientras que las muestras ST-1, ST-2 y ST-3 (rocas relacionadas a la mineralización) tienen una composición granodiorita. En tal sentido se plotearon todas las muestras en un gráfico spider, normalizadas a la muestra ST-4, para evidenciar si habido o no una diferenciación magmática (Fig. 6.9 y 6.10).

Se evidencia una clara diferenciación magmática de los stocks relacionados a la mineralización (ST-1, ST-2 y ST-3) con respecto a la roca estéril (ST-4). Las rocas relacionadas a la mineralización se caracterizan por una menor concentración de HREE y luego una evolución hacia mayores concentraciones de LREE y LILE. El Nb tiene menor concentración en la roca estéril. El Sr tiene ligera menor concentración en los pórfidos mineralizados con respecto a la muestra ST-4 (Fig. 6.9).

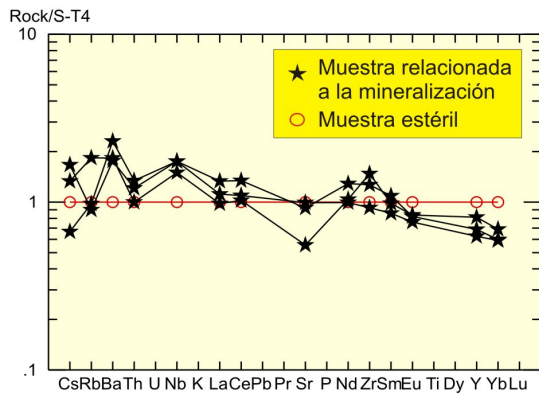


Figura 6.9 Diagrama spider de elementos traza del pórfido El Galeno

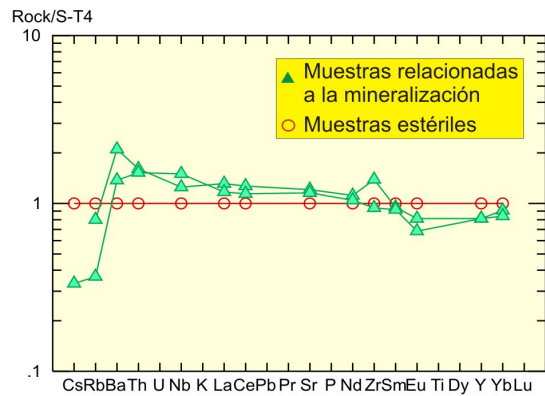


Figura 6.10 Diagrama spider de elementos traza en Minas conga.

Minas Conga (Chailhuagón y Hualymachay) no tienen una muestra de roca estéril propia de su tipo de depósito para poder comparar. Por tal motivo hemos seguido normalizando con respecto a la muestra ST-4 de El Galeno.

Las muestras de Minas Conga tienen una mayor concentración de HREE en relación a la muestra de El Galeno. El Sr presenta un ligero mayor incremento con respecto a El Galeno, luego el Rb y el Cs (LILE) muestran valores anómalos negativos. El Nb tiene concentraciones más altas que la muestra estéril de El Galeno (ST-4), pero a la vez menores que las muestras mineralizadas de El Galeno (Fig. 6.10).

En la figura 6.11 se observa mayor concentración de HREE para los pórfidos de El Galeno y Minas Conga, mientras que el pórfido desde Yanacocha presenta una ligera mayor concentración de elementos LILE, lo que sugiere una mayor diferenciación magmática (Fig. 6.12). Las MREE tienen una firma geoquímica muy parecida. El contenido de Sr es ligeramente mayor en el pórfido de Yanacocha. Las anomalías de Nb son mucho más altas en los pórfidos de Minas Conga y El Galeno.

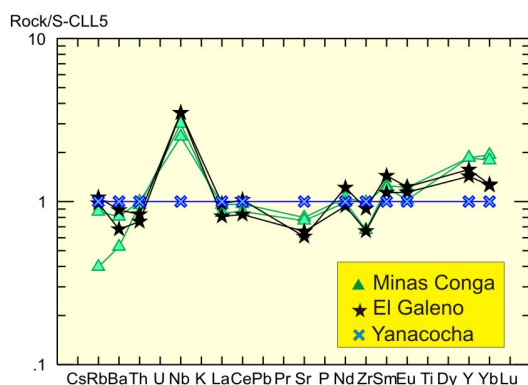


Figura 6.11 Diagrama spider de elementos traza para los sistemas porfíricos

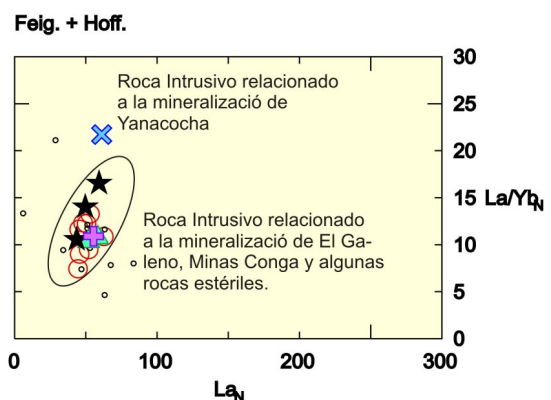


Figura 6.12 Diagrama de cocientes La/Yb vs La_n mostrando la diferenciación magmática

Cuadro 6.1 Cocientes de Nb/Yb

Tipo de Roca	Mínimo	Máximo	Promedio
Intrusivos Miocénicos Estériles	3.03	6.82	4.86
Intrusivos Miocénicos relacionados a A la mineralización	3.22	8.27	6.67

6.4 Discriminantes de granitos

Las rocas graníticas pueden tener un amplio rango de origen sobre todas las partes del espectro desde el manto puro o corteza pura. Estas variaciones demuestran una significativa correlación con los marcos tectónicos de donde se originaron. Además la interacción entre magmas derivados del manto y corteza esta en función del espesor, temperatura, composición de la corteza, el tiempo de residencia y temperatura de los magmas. (variables que están también relacionadas con el marco tectónico).

Estas relaciones entre el origen y marco suministran las bases para la firma geoquímica de granitos, los cuales cuando combinados con consideraciones geológicas, permiten asignar a los granitos su más probable marco de intrusión.

En este capítulo la palabra granito es definido en su más amplio sentido como cualquier roca ígnea de grano grueso con más del 5% de sílice; mientras que marco es definido como el ambiente tectónico global en el cual el magma padre es generado (Pearce, 1996).

El diagrama es esencialmente un elemento LIL móviles (Rb) versus una función en dos elementos HSFE (inmóviles) (Y+Nb). El uso de ambos (Y y Nb) es que ambos elementos reflejan el factor que los dos elementos tienen un comportamiento diferente durante la fusión y cristalización. El Nb es casi siempre incompatible, pero el Y puede ser compatible si se refiere si hay una fusión residual o de cristalización involucrando granate o anfíbol. La distribución de la data de granitos en el espacio Rb-Nb-Y indica que la suma de esos dos elementos hace mucho más efectivo la discriminación.

Según los gráficos discriminantes de granitos los stocks estériles y aquellos relacionados a la mineralización pertenecen al marco tectónico de los granitos

desarrollados en arcos volcánicos o también considerados como granitos tipo I, los cuales presentan una asociación muy cercana a la mineralización de Au, Cu y Mo. Se observa también una clara transición a granitos dentro de un marco tectónico sincolisional o granitos tipo S. Existe una clara asociación entre las muestras de El Galeno y de Minas Conga, mientras que una muestra desde un pórfido en Yanacocha se muestra ligeramente desfasado. Las muestras de mena muestran una dispersión muy heterogénea debido a que pueden haber sido enriquecido o empobrecido durante los diferentes eventos mineralizantes (Fig. 6.13)

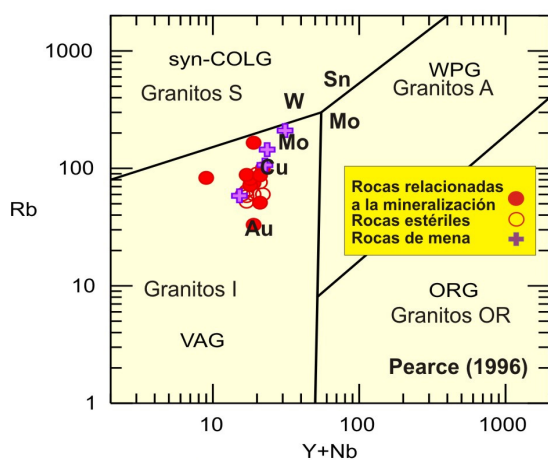


Figura 6.13 Diagrama discriminante de granitos Rb vs Y/Nb.

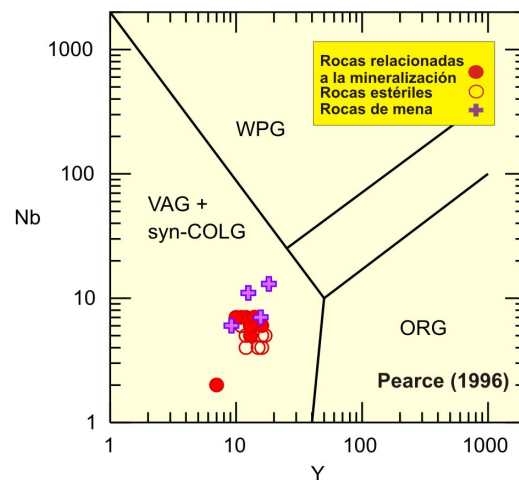


Fig. 6.14 Diagrama discriminante de granitos Nb vs Y.

Otro gráfico discriminante de granitos (Fig. 6.14) muestra de una manera mucho más clara la asociación que existe entre todos los stocks mineralizados y estériles; mientras que el pórfido desde Yanacocha muestra otra distribución.

La distinción final entre granitos tipo I y S se logró mediante una correlación binaria P_2O_5 vs SiO_2 (Fig. 6.15), donde por trabajos previo (Ishihara, 1981) se ha determinado que los granitos tipo I tienen una correlación negativa.

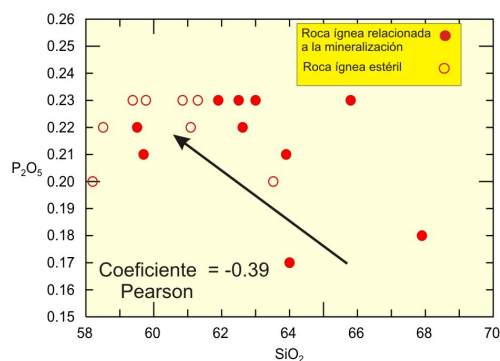


Figura 6.15 Diagrama de correlación discriminante entre granitos tipo I y S

Otro gráfico que permitió la discriminación de granitos fue el propuesto por Ishihara (1981), donde clasifica a los granitos según su grado de evolución por medio de los ratios K/Rb vs SiO_2 . En tal sentido se corrobora nuevamente la naturaleza de los granitos tipo I de arco volcánico relacionado a un marco tectónico de subducción de placa oceánica y además se considera a los pórfidos del norte del Perú como granitos moderadamente evolucionados, no existiendo en esta gráfico una tendencia que separe claramente los pórfidos de Cu-Mo de los pórfidos Au-Cu. (Fig. 6.16)

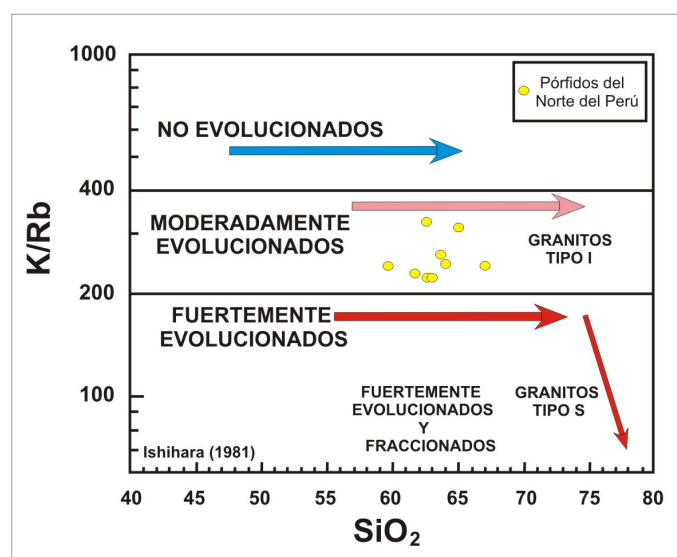


Figura 6.16 Diagrama de clasificación de granitos según su grado de evolución.

Los granitoides pueden ser clasificados dentro de las series de magnetita o ilmenita (Ishihara, 1981). Los granitoides de las series de la magnetita están asociados con un mayor mineralización de sulfuros, así mismo los granitoides de las serie de la ilmenita están relacionados a la mineralización de de casiterita y wolframita.

Los granitos de la serie de la magnetita tiene un contenido de magnetita, más del 0.1% y un ratio de Fe_2O_3/FeO total mayor que 0.5, lo cual lo clasifica como granitos oxidados (Fig. 6.17).

La serie magnetita puede ser correlacionada con los granitoides tipo I y la serie ilmenita puede ser correlacionada con los granitoides tipo S en el mejor de los casos. En la figura 6.17 claramente muestra que los pórfidos del norte del Perú (El Galeno, Minas Conga, Michiquillay, La carpa y un pórfido desde Yanacocha) son considerados

como granitos moderadamente a fuertemente oxidados con una clara asociación a mineralización de sulfuros.

Se aprecia además una ligera diferencia, encontrándose por debajo de la línea $Ox = 0.3$ las muestras del pórfido El Galeno. Esto implica un grado ligeramente menor de oxidación para los pórfidos de Cu – Mo.

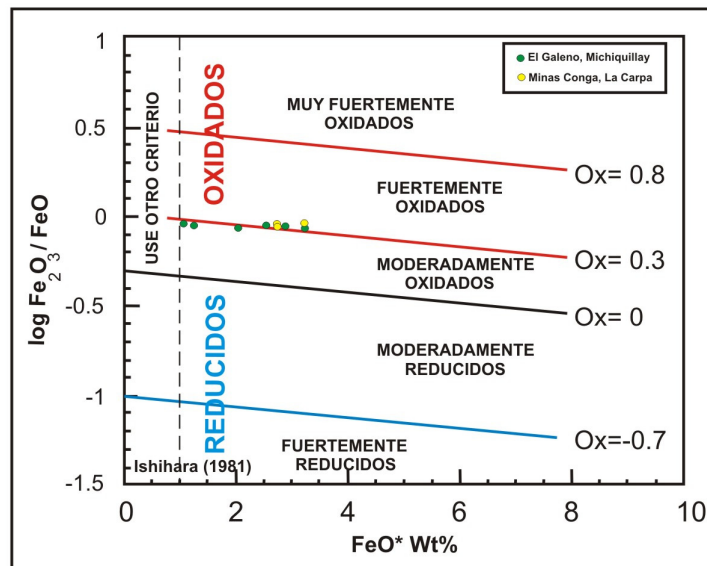


Figura 6.17 Diagrama de clasificación redox para rocas ígneas

Esta idea puede ser mejor explicada en la figura 6.18 donde el ratio Fe_2O_3/FeO no diferencia muy bien ambos tipos de pórfidos, pero el ratio Rb/Sr permite ver en forma sutil que los pórfidos de El Galeno y Michiquillay según su grado de diferenciación se encuentran ligados a la mineralización Cu-Mo-Au, mientras que los de Minas Conga, Yanacocha y la Carpa se relacionan a una mineralización de Cu-Au

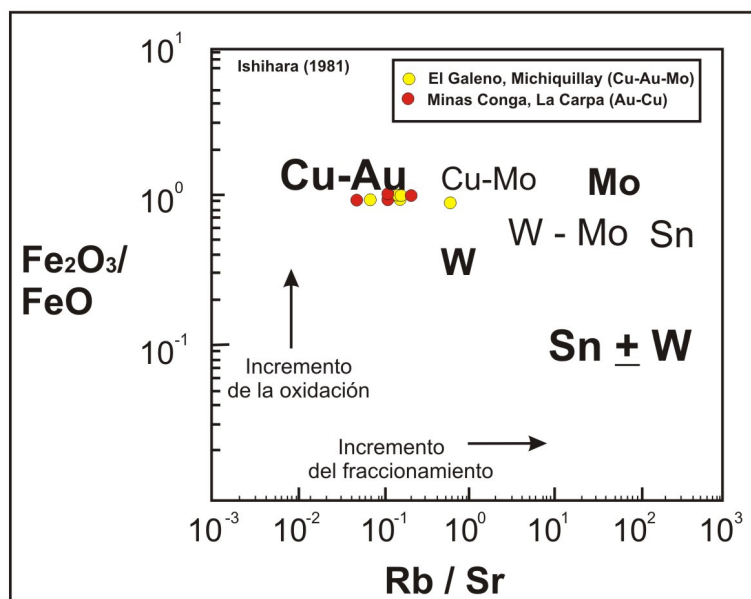


Figura 6.18 Metalogénesis ígnea de los pórfidos del norte del Perú - región Cajamarca.

6.5 Discusión

Los elementos indican que las rocas ígneas de la zona de estudio se encuentran en un rango de composición geoquímica ácida en una serie calcoalcalina con medio a alto contenido de potasio. Esta composición geoquímica coincide con el contexto de las series magmáticas relacionadas a un margen tectónico de placa convergente.

El alto contenido de potasio en las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización se debe quizás en primer lugar a un enriquecimiento relacionado a las alteraciones hidrotermales, como también debido a que las intrusiones relacionadas a la mineralización se encuentran relativamente un poco más diferenciadas en relación con las rocas estériles y por lo tanto enriquecidas en elementos LILE (K).

Las variaciones en el proceso de diferenciación magmática se pueden observar muy sutilmente en la transición de las rocas estériles de composición diorítica a composición granodiorítica en las rocas relacionadas a la mineralización (Fig. 6.2). Los ratios de Nb/Yb permiten calcular una mayor diferenciación magmática para las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización. (cuadro 6.1)

Mediante los elementos traza se ha determinado que las rocas intrusivas relacionadas a la mineralización y las rocas intrusivas estériles tienen una parecida firma geoquímica en especial para las HREE, lo cual indicaría que ambos tipos de rocas intrusivas provienen de una misma fuente común. Las muestras seleccionadas de la mena nos permitieron corroborar esta firma geoquímica (Fig. 6.8), con la diferencia que en estas últimas los rangos de las concentraciones son más amplios. La variación en la concentración de las muestras de mena se debe a los enriquecimiento y empobrecimientos que pueden haber sufrido el material por los diferentes pulsos magmáticos.

Las muestras relacionadas a la mineralización en el pórfido El Galeno (ST-1, ST-2 y ST-3) fueron normalizadas con respecto a una muestra estéril (ST-4) del mismo depósito pero menos diferenciada (Fig. 6.9). Se observa que la roca estéril tiene más altas concentraciones de HREE (Y e Yb). Las variaciones del Y se debe a que este se comporta como compatible si se refiere a una fusión residual o de cristalización involucrando granate y anfíbol, donde la cristalización del anfíbol previene el incremento del Y y en mucho menor grado del Nb. La concentración de Sr nos indica que la contaminación cortical es ligeramente menor para las intrusiones relacionadas a la mineralización. Los intrusivos mineralizados tienen más altas concentraciones de Nb, Elementos LILE (Cs, Rb y Ba) y HFSE (Th). La fusión de sedimentos en la subducción aumenta el contenido de Nb (Pearce, 1996).

Las rocas ígneas relacionadas a la mineralización en Minas Conga (Fig. 6.10) tienen ligeramente más altas concentraciones de HREE (Y e Yb) con relación a las rocas ígneas relacionadas a la mineralización en El Galeno. Los valores de Sr ligeramente más elevados en Minas Conga nos indican una menor contaminación cortical. Se observan valores mucho más altos en elementos traza (LILE) para El Galeno en relación a Minas Conga, lo cual se refleja como una mayor diferenciación. Estas características coinciden con el hecho de que los pórfidos Cu-Au, presentan una baja diferenciación y los pórfidos Cu-Mo, presentan una mayor diferenciación y por último los pórfidos de W-Mo presentan una muy alta diferenciación magmática. (Ishihara, 1981)

Las rocas ígneas mineralizadas relacionadas con El Galeno y Minas Conga fueron comparadas con una roca ígnea relacionada a la mineralización de Yanacocha (Fig.

6.11). Las características más resaltantes en la roca ígnea de Yanacocha fueron que estas rocas presenta las más bajas concentraciones de HREE (Y e Yb), tiene las más altas concentraciones de Sr, El Nb presenta valores muy bajos, y por último los LILE son apenas ligeramente un poco mayores en concentración. Todo estas características nos permiten inferir que la roca ígnea de Yanacocha pertenece a otro sistema de mineralización con otro tipo de diferenciación magmática. Esta idea fue corroborada con el gráfico La/Yb vs La (Fig. 6.12), donde se observa a las rocas ígneas de Minas Conga y El Galeno estrechamente relacionadas; mientras que la roca ígnea de Yanacocha presenta un fuerte sesgo.

Los diagramas discriminantes de granito nos permiten plotear todo este tipo de rocas dentro del marco tectónico de granitos de arco volcánico continental relacionados a granitos tipo I con una fuerte asociación a la mineralización de Au, Cu y Mo. El gráfico Rb vs (Nb + Y) (Fig. 6.13) muestra una ligera tendencia a magmas tipo S y el gráfico Nb vs Y (Fig. 6.14) plotea las muestras dentro del campo de granitos tipo I (VAG) y tipo S (Syncollision). Mediante la correlación P_2O_5 vs SiO_2 (Fig. 6.15) se pudo distinguir claramente estos dos tipos de granitos siguiendo como regla general que los granitos tipo I presentan una correlación negativa, mientras que los granitos tipo S presentan una correlación positiva. (Ishihara, 1981) Los resultados mediante el cálculo del coeficiente de Pearson nos reiteran una correlación moderada de -0.39 para las rocas intrusivas de la zona de estudio.

Los granitos en arcos volcánicos usualmente tienen orígenes en mantos empobrecidos modificado por un componente desde corteza oceánica subducida y sedimento, mientras que los granitos desde marcos syncolisión son generalmente caracterizados por orígenes de corteza pura o por orígenes mantélicos conteniendo una gran componente cortical subductada. (Ishihara, 1981)

Ellos usualmente se forman por la fusión del manto astenosférico modificado por una componente de subducción. Los granitos de arco volcánico tienen una firma de subducción estándar con enriquecimiento en elementos LILE relacionados a los HFSE (High field strength), aunque la interacción cortical es común, tiene poco efecto sobre esas firmas. La común presencia de fases hidratadas, especialmente anfíboles en su secuencia de cristalización también media que los elementos particionados dentro de

esos minerales (ejemplo middle heavy REE) son empobrecidos con respecto a los basaltos de dorsales oceánicas. El contenido de Rb es aumentado con respecto al de los granitos de las dorsales oceánicas por la presencia de Rb en los fluidos de subducción y asimilación de la corteza continental.

Los gráficos de Ishihara (1981), permiten clasificar geoquímicamente a los pórfidos del norte del Perú – región Cajamarca como granitos tipo I moderadamente evolucionados (fig. 6.16). De acuerdo a la fugacidad de oxígeno pueden ser clasificados también como granitos de la serie magnetita con moderada a fuerte oxidación (fig.6.17).

En las dos últimas figuras (6.17 y 6.18) se nota sólo una sutil diferencia en el estado de oxidación entre los pórfidos de Cu – Mo (El Galeno) y los pórfidos de Au-Cu (Minas Conga). La razón es debido a que el pórfido El Galeno no tiene solo mineralización de cobre y molibdeno, sino también presenta mineralización de oro pero no en el volumen que tiene los pórfidos de Minas Conga.

Pero a pesar de la poca cantidad de muestras analizadas, las similitudes geológicas y geoquímicas se nota una sutil mayor diferenciación magmática (Fig. 6.18) para los pórfidos de Cu-Mo (El Galeno). Coincidiendo de esta manera con los modelos propuestos por Ishihara (1981).

CAPÍTULO VII

ISÓTOPOS DE PLOMO EN LOS PÓRFIDOS MIOCÉNICOS DEL NORTE DEL PERÚ

7.1 Provincias isotópicas de plomo

Las provincias isotópicas de plomo en los andes centrales (6°S a 32°S) corresponden en parte a una amplia diferencia en las edades y tipos de rocas que constituyen cada área. La corteza expuesta en los andes del norte del Perú corresponden a una plataforma del Cretáceo medio, compuestas de rocas carbonatadas, lutitas y areniscas, que sobreyacen a una similar secuencia Jurásica y probablemente a un basamento metamórfico del Precámbrico a Paleozoico temprano.

A la escala de un arco magmático muchos orígenes para las menas son posibles, incluyendo el manto, corteza inferior, corteza superior y un fluido derivado de la placa subducida a lo cual se le suman los complejos procesos geológico que sufre un magma durante su ascenso e interacción con las rocas cajas regionales hasta la formación del depósito mineral.

Para poder evaluar el origen de los metales, nosotros deberíamos ser capaces de distinguir la predominancia de un origen potencial mediante los diagramas isotópicos. En la actualidad los isótopos de plomo son uno de los mejores trazadores disponibles para el origen de la mineralización, siendo una de las razones principales que el plomo es uno de los metales de mena al igual que el Zn, Ag y el Cu.

En base a la composición isotópica del plomo de las mineralizaciones y rocas aflorantes en los Andes Centrales, estos han sido divididos en tres principales provincias isotópicas de plomo (Macfarlane et al., 1990. Fig. 7.1).

7.1.1 Provincia I

Es un arco magmático Mesozoico-Cenozoico (incluye las rocas del Batolito de la Costa de Perú y Chile). Basados sobre las diferencias en las composiciones isotópicas de las menas de plomo, la provincia I es además subdividida dentro de la subprovincia Ia, comprendiendo el cinturón volcánico de la costa del norte y centro de Chile; la subprovincia Ib en el norte del Perú y la subprovincia Ic en el sur del Perú y la parte más norte de Chile entre los 19°S y 13°S.

Las composiciones de las menas de plomo desde la provincia Ia y Ib forman una tendencia con una inclinación suave de crecimiento radiogénico desde el sur hacia el norte. Un rasgo que distingue el plomo de las menas de la subprovincia Ic de las subprovincias Ia y Ib es que refleja la incorporación desde un basamento metamórfico. Una fuerte influencia del basamento fue también documentada por Aitcheson et al., (1995), quien usó las relaciones de los isótopos de plomo para definir la extensión de los terrenos del basamento en Bolivia. El plomo radiogénico de la provincia I tienen relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.21 a 18.82, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.55 a 16.69 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.11 a 38.95 (Macfarlane et al., 1990)

Hacia el norte. (no se ha estudiado bien la continuidad de esta provincia en Ecuador y Colombia). Las menas de la provincia I fueron interpretadas a reflejar metales derivados magmáticamente desde un origen subcortical (manto) enriquecido por fusiones de sedimentos subducidos en la fosa peruano – chilena. Barreiro, 1984 sugiere que la corteza inferior también podría ser propuesta para el origen de esta firma isotópica.

En el Perú sólo ha sido reconocidas las subprovincias Ib y Ic. Entre los principales yacimientos que destacan dentro de la provincia Ib tenemos: Raúl condestable y Leonila Graciela; mientras que entre los principales yacimientos que destacan dentro de la provincia Ic tenemos: Marcona, Cerro Verde y Toquepala (Macfarlane et al., 1990).

7.1.2 Provincia II

Está dominado por un basamento metamórfico de edad proterozoica a Paleozoica temprano, que está sobreyacida por una secuencia sedimentaria de plataforma

Mesozoica. Ambos tipos de roca están intruídos por batolitos félsicos de edad Miocénica. Las relaciones isotópicas del plomo desde la provincia II yacen entre la I y la III y son llamados a formar una extensa mezcla entre la provincia I (dominado por el manto) y la provincia III (dominado por rocas corticales altamente radiogénicas). El plomo de algunos depósitos minerales de la provincia II, forman una tendencia entre la provincia I y III (Macfarlane, 1995). Las evidencias en isótopos de plomo para una mezcla entre las firmas del manto y corteza es mucho más pronunciada sobre el espesor cortical de los Andes actuales, mostrándose una mezcla de un plomo menos radiogénico, derivado de un origen profundo, quizás el manto, con un plomo más radiogénico, probablemente derivado de la corteza continental.

El plomo desde las menas en la provincia II es menos variable con valores consistentemente mucho más altos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que las menas de la provincia I y ligeramente un promedio más alto $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Nosotros consideramos que el plomo desde las menas de la provincia I y II reflejan diferentes grados de mezcla magmática, entre un plomo derivado del manto superior y otro de orígenes corticales.

El plomo radiogénico de la provincia II tienen relaciones isotópicas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18.76 a 18.90, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.62 a 15.73 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38.63 y 39.16 (Macfarlane et al., 1990).

Entre los principales yacimientos minerales característicos de esta provincia tenemos: Hualgayoc, Quiruvilca, El Extraño, Ticapampa, Cobriza, Julcani, Orcopampa, etc. (Macfarlane et al., 1990).

7.1.3 Provincia III

Esta dominada por una espesa secuencia de sedimentos Paleozoicos deformados intruídos por cuerpos ígneos terciarios félsicos. El plomo de la provincia III tiene elevados valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, que son característicos de un plomo de la corteza superior. Estudios de rocas volcánicas ácidas peraluminosas de edad Mioceno a Plioceno en la provincia III, han demostrado entonces ser ampliamente derivados de una corteza félsica antigua (Pichavant et al., 1998). Algunos depósitos tienen muy altos valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sugiriendo un involucramiento sustancial de un material de

basamento muy antiguo (Kontak et al., 1990). El plomo de la provincia III indica regiones mucho más heterogéneas y radiogénicas y sugiere que la fusión de la corteza continental ha jugado un rol importante en la génesis de los magmas y los depósitos de mena asociados. La provincia III comprende la Cordillera oeste de Perú y la parte este de la región altiplano-puna de Bolivia y Argentina.

El plomo radiogénico de las menas de la provincia III, son mucho más variables que esos de la provincia I y II, teniendo $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 17.97 a 25.18, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15.51 a 16.00 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 37.71 a 40.07; Ellos tienen consistentemente mucho más alto $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para los valores dados de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que los plomos de las menas desde las otras provincias (Macfarlane et al., 1990), lo que sugiere una fuente de plomo pre-cambriano para esta provincia.

Entre los principales yacimientos minerales característicos de esta subprovincia tenemos: Volcán, San Rafael y San Vicente (Macfarlane et al., 1990).

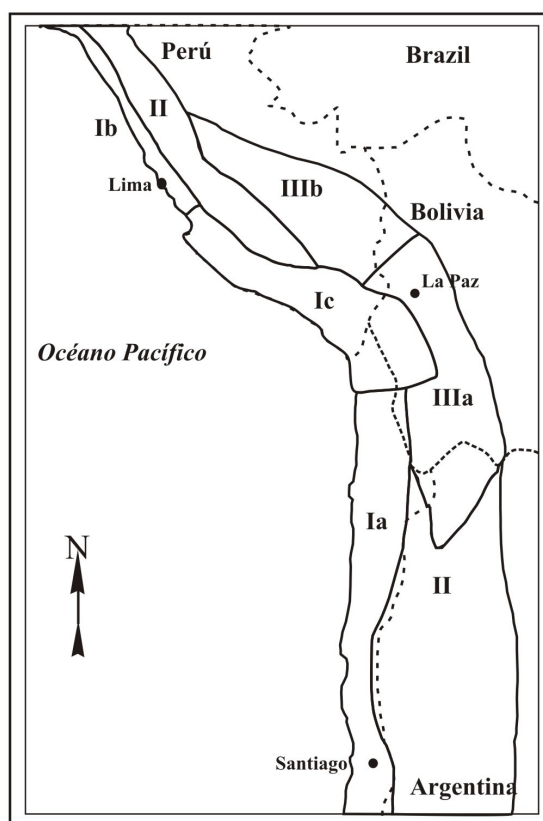


Figura 7.1 Provincias y subprovincias isotópicas de los Andes centrales (Macfarlane et al., 1990; modificada por Tosdal et al., 1999)

7.2 Resultados de isótopos de plomo

Las composiciones isotópicas del plomo realizadas en este trabajo sobre la mena y roca caja en los pórfidos miocénicos del norte del Perú (Galeno y Minas Conga), han sido usadas para inferir el origen del metal y la posible interacción de los fluidos con la roca encajonante. Las composiciones isotópicas fueron relacionadas con el mapa de provincias isotópicas de plomo de los Andes Centrales (6°S a 32°S) (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999). Este mapa identifica tres principales provincias isotópicas las cuales están relacionada a tres diferentes orígenes.

El análisis de la composición isotópica del plomo desde la pirita extraída en Minas Conga (Chailhuagón – El Perol) y El Galeno fue realizado con el propósito de asegurar alguna variación sistemática en el origen de los metales en la zona de estudio.

En el pórfido El Galeno las muestras para estudios de isótopos de plomo fueron tomadas superficialmente en el halo mineralizado de la roca caja (areniscas); mientras que en los pórfidos de Minas Conga (Chailhuagón – El Perol) las muestras fueron tomadas en sondajes desde la alteración potásica en el pórfido principal.

A estos 14 nuevos datos isotópicos de plomo (Anexo V) se le han sumado tres datos isotópicos de Pb, provenientes respectivamente desde los pórfidos de Michiquillay, El Galeno y una intrusión porfirítica desde el depósito hidrotermal de Yanacocha (Davies, 2002). Todos estos datos han sido comparados con las relaciones isotópicas de plomo desde Hualgayoc (Macfarlane, 1999).

Los pórfidos de Au-Cu de Minas Conga (Chailhuagón y El Perol) tienen relaciones isotópicas de Pb en la mena muy homogéneas. Las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se encuentran dentro de un rango de valores de 15.612 a 15.636, 38.606 a 38.678 y 18.723 a 18.769, respectivamente. Los resultados isotópicos de Pb en el pórfido El Galeno muestran relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mucho más altas que las de los pórfidos Au-Cu, con un rango de valores entre 15.675 a 15.728, 38.772 a 38.942 y 18.784 a 18.831. Davies (2002) obtuvo para los pórfidos El Galeno y Michiquillay relaciones isotópicas de plomo $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muy parecidas a los de Minas Conga (Chailhuagón y El

Perol). El rango de estos valores son: 15.635 a 15.644, 38.635 a 38.685 y 18.707 a 18.725, respectivamente.

El pórfido El Perol presenta relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en la mena que se encuentran relacionadas al final menos radiogénico de la provincia II, con un rango de valores entre 38.606 a 38,624 y 15.612 a 15.622; mientras que las relaciones isotópicas desde la roca con alteración hidrotermal en este mismo depósito tienen una tendencia de crecimiento radiogénico $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ hacia la subprovincia IIIb, con un valor de 38.651 (Fig. 7.2) y un ligero decaimiento radiogénico $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con un valor de 15.619 (Fig. 7.3). La relación isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para la mena tiene valores entre 18.758 a 18.769; mientras que esta misma relación en la roca alterada muestra un crecimiento radiogénico hacia la subprovincia IIIb con un valor de 18.785 (Fig. 7.2 y 7.3)

Las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desde la mena para el pórfido Chailhuagón son menos radiogénicas que el pórfido El Perol con un rango de valores entre 18.723 a 18.725, pero de igual manera se encuentran dentro de los límites de la provincia II (Fig. 7.2 y 7.3). En Chailhuagón las relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en mena son parecidas a ligeramente mayores que el Perol, con un rango de valores entre 38.624 a 38.678 y 15.633 a 15.636, respectivamente. Las relación isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para la roca alterada en comparación con la mena en este mismo depósito, muestra un crecimiento radiogénico con un valor de 18.748. Las relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desde la roca alterada tienen valores de 38.616 y 15.617, respectivamente, los cuales son más bajos que las relaciones isotópicas de la mena (Fig.7.2 y 7.3).

El depósito epitermal Hilorico presenta relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desde la mena con valores de 18.725, 15.622 y 38.614, respectivamente. Las relaciones isotópicas de la mena en el depósito Hilorico son muy parecidas a las relaciones isotópicas de los pórfidos miocénicos (Fig 7.2 y 7.3). Las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para la roca alterada en el depósito Hilorico muestra valores de 18.816, 15.625 y 38.661, respectivamente, los cuales se ven ploteados sobre la subprovincia IIIb. (Fig. 7.2 y 7.3).

La caliza (roca fresca) muestra valores radiogénicos de Pb muy altos, incluso mucho más altos que los depósitos porfiríticos estudiados. Sus relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se encuentran en un rango de 19.831 a 20.936, 15.738 a 15.856 y 38.985 a 39.079. Estos valores escapan de los límites de la Fig. 7.2 y 7.3.

Las rocas sedimentarias de edad cretácica que actúan como roca caja en la zona de estudio tienen un amplio rango de composiciones isotópicas (Macfarlane et al., 1990) y son mucho más radiogénicas que los plutones miocénicos que las están intruyendo (anexo V).

Las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en la mena desde el distrito de Hualgayoc presenta rangos de 18.778 a 18.811, 15.620 a 15.656 y 38.631 a 38.679, respectivamente. Estas relaciones isotópicas son muy parecidas a la de los pórfidos miocénicos de la región de Cajamarca y se plotean en los límites de la provincia II (Fig. 7.3 y 7.4). La roca intrusiva desde Yanacocha presenta relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con valores de 18.623, 15.574 y 38.469, respectivamente. En comparación con los depósitos porfiríticos, las relaciones isotópicas de Pb en Yanacocha son muy bajas. (Fig. 7.3 y 7.4)

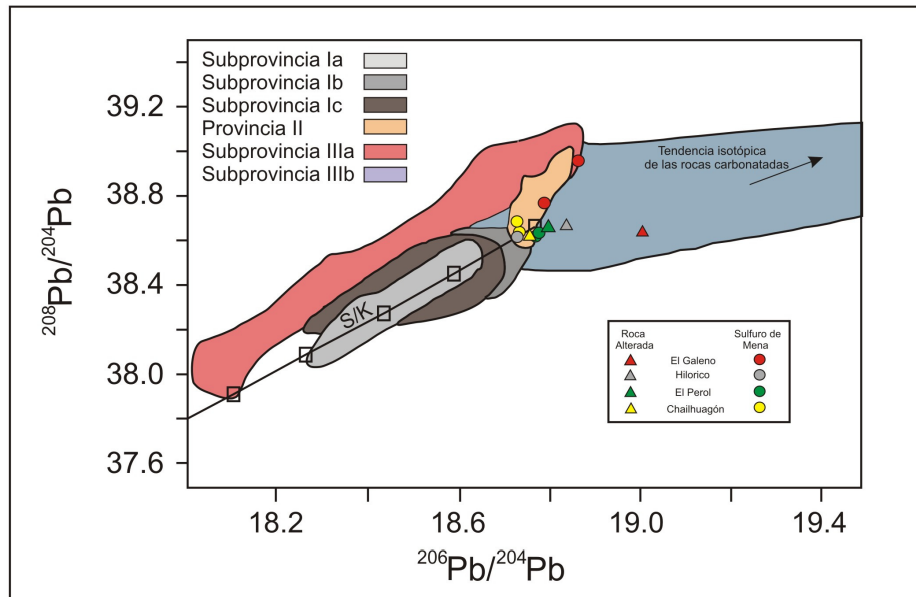


Figura 7.2 Diagrama esquemático $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para las rocas con alteración hidrotermal y sulfuros de mena ploteados sobre las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) teniendo como referencia la curva de evolución del Pb (Stacey y Kramers, 1975).

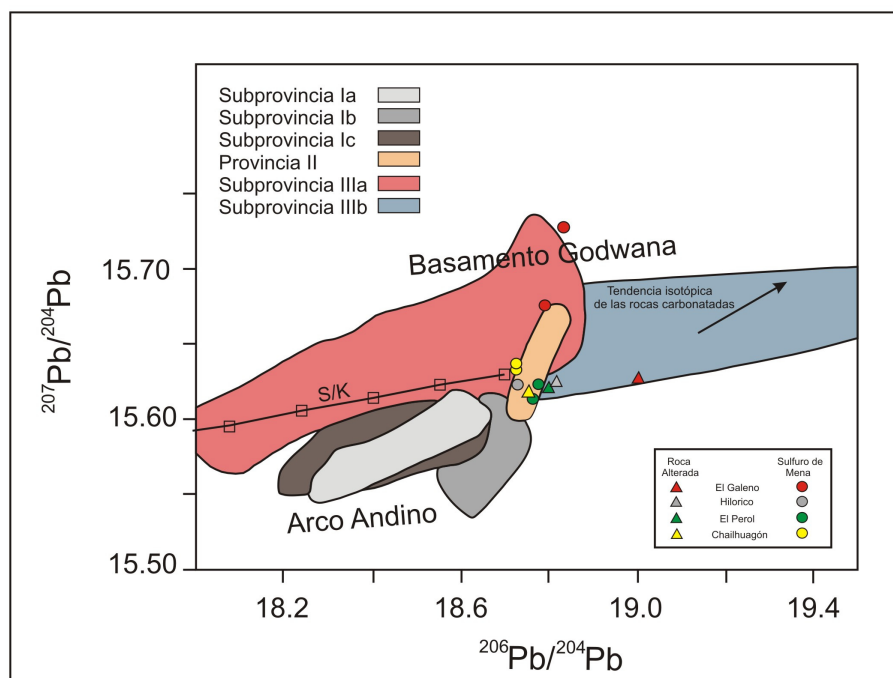


Figura 7.3 Diagrama esquemático $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, para las rocas con alteración hidrotermal y sulfuros de mena ploteados sobre las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) teniendo como referencia la curva de evolución del Pb (Stacey y Kramers, 1975).

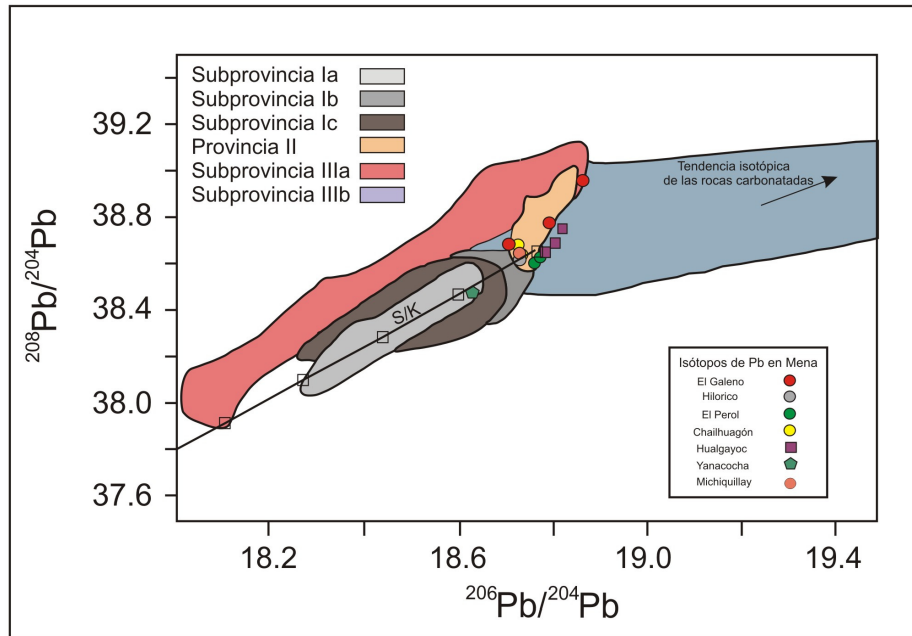


Figura 7.4 Diagrama esquemático $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para los sulfuros de mena de los depósitos de la zona de estudio y su comparación con las relaciones isotópicas de Hualgayoc (Macfarlane, 1999), Michiquillay, El Galeno y Yanacocha (Davies, 2002). Se toma referencia las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) y la curva de evolución del Pb (Stacey y Kramers, 1975).

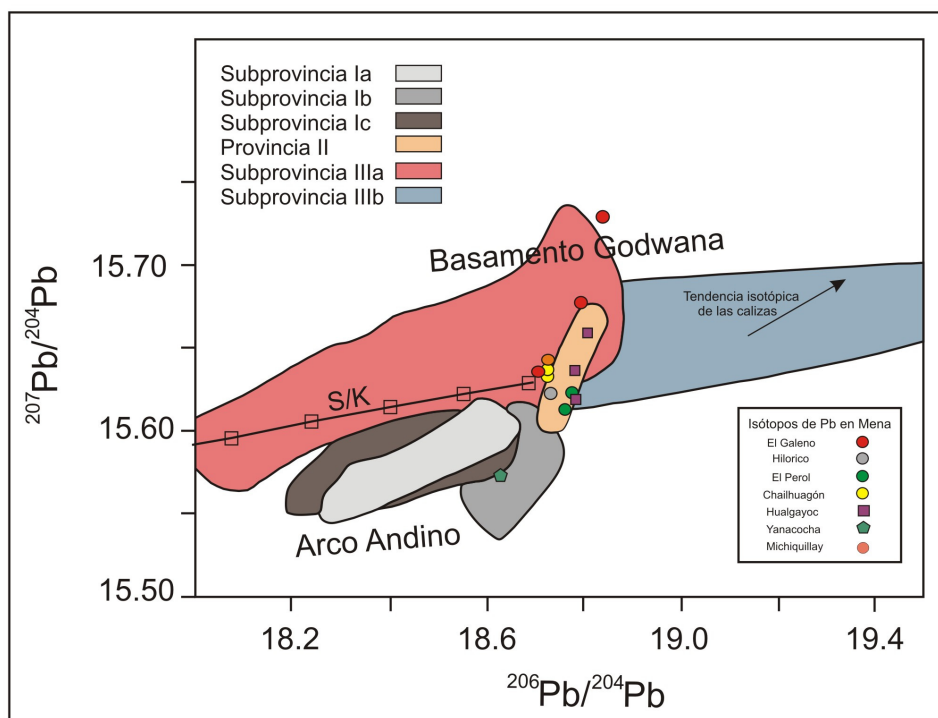


Figura 7.5 Diagrama esquemático $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para los sulfuros de mena de los depósitos de la zona de estudio y su comparación con las relaciones isotópicas de Hualgayoc (Macfarlane, 1999), Michiquillay, El Galeno y Yanacocha (Davies, 2002). Se toma referencia las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990; modificado por Tosdal et al., 1999) y la curva de evolución del Pb (Stacey y Kramers, 1975).

7.3 Discusión

La zona de estudio hospeda importantes depósitos porfiríticos, epitermales de alta sulfuración y vetas polimetálicas que demuestran variaciones en los estilos de alteración y mineralización. Los sistemas porfiríticos en nuestra zona de estudio fueron emplazados en un rango de tiempo aproximado de 5.72 Ma (Aurora Patricia, 21.30 Ma y Chailhuagón, 15.58 Ma; Capítulo V). Estos depósitos tienen características geológicas muy parecidas, pero tienen significantes diferencias en las leyes de los minerales.

Una hipótesis que plantea la causa de las diferencias entre las leyes de los metales en los pórfidos de Au-Cu y Cu-Au-Mo es el grado de fraccionamiento magmático (Fig. 6.18). Davies, (2002) propone la interacción del fluido magmático - hidrotermal con la roca caja como otra posible causa. Él argumenta que las calizas y mármoles que se tienen como roca caja en los depósitos porfiríticos de Au-Cu de Minas Conga, habrían actuado como una zona de baja permeabilidad minimizando el flujo lateral y por lo tanto enfocando los fluidos mineralizantes dentro de la intrusión hospedante y posiblemente incrementando la concentración del metal. (Sillitoe, 2000).

Los isótopos de plomo en los sulfuros de la mena de los depósitos porfiríticos, nos permitirán inferir el origen de los metales, mientras que los isótopos de plomo desde las zonas de alteración y la roca caja fresca permitirán conocer si habido o no una fuerte interacción entre los fluidos mineralizantes y la roca caja.

Esto podría ser efectivo si la composición isotópica de la roca caja fuera muy diferente. Cuando existen pequeñas diferencias en los cocientes isotópicos de plomo entre la roca caja y los pórfidos es muy difícil apreciar una contribución externa. Los isótopos de plomo en Chile parecen indicar una carencia en contribución externa, sin embargo no todos los pórfidos chilenos carecen de evidencia de una contribución externa (Tosdal et al., 1999)

El mejor ejemplo, aunque aún muy débil de evidencia de interacción isotópica entre el fluido mineralizante y la roca caja (calizas) está relacionado al pórfido El Perol (Au-Cu). El Perol se caracteriza por tener bien desarrollado la zona de Skarn en relación a su congénito Chailhuagón (Au-Cu). La presencia de la zona de skarn ya evidencia por si,

un metasomatismo entre la roca caja (calizas) y el intrusivo. Este pórfido presenta para la mena relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en un rango de valores de 38.606 a 38.624 y 15.612 a 15.622, respectivamente; mientras que para la roca con alteración hidrotermal las relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ no varían mucho mostrando valores de 38.651 y 15.619, respectivamente. El diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (uranogénico) que toma como referencia la curva de Stacey & Kramers (Fig. 7.6) muestra la tendencia entre el sulfuro de la mena (provincia II) y la roca alterada y la caliza fresca (subprovincia IIIb) (Fig. 7.3)

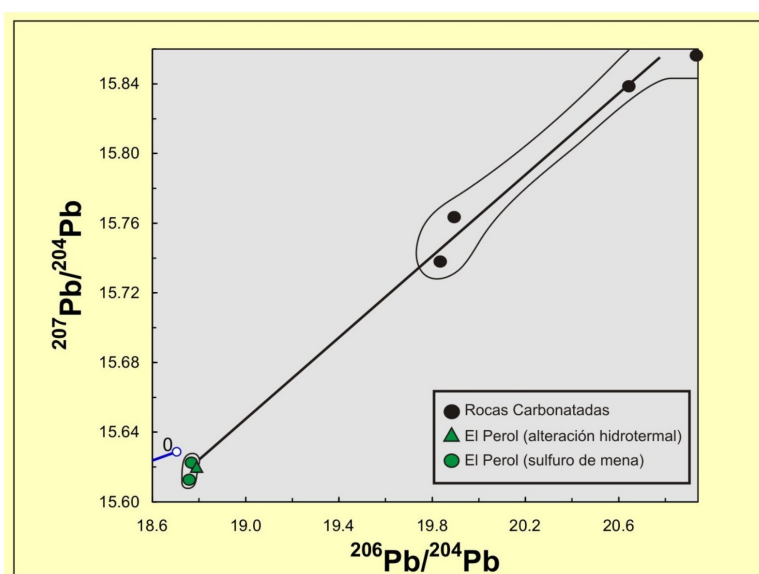


Figura 7.6 Comparación de relaciones isotópicas de Pb entre el pórfido El Perol y las rocas carbonatadas. Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Stacey & Kramers, 1975).

El pórfido Chailhuagón muestra una casi nula influencia de la roca caja. Las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para la mena muestra valores entre los rangos 15.633 a 15.636 y 38.624 a 38.678; mientras que la roca caja alterada presenta relaciones isotópicas menores con valores de 15.617 y 38.616. Por consiguiente las bajas relaciones isotópicas de la roca caja con alteración hidrotermal indican que no habido interacción isotópica con las rocas regionales mucho más radiogénicas.

Las muestras de sulfuro en el pórfido El Galeno presenta las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mucho más elevadas con valores entre 15.675 a 15.728 y 38.772 a 38.942. Esta singularidad puede estar relacionado al hecho que estas muestras fueron tomadas en el halo mineralizado de la roca caja (areniscas altamente

radiogénicas), contaminando por lo tanto la firma isotópica original de la mena. La idea puede ser corroborada por la muestra tomada desde la alteración potásica en este mismo depósito (Davies, 2002). Esta muestra presenta relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, menos radiogénicas con valores de 15.635 y 38.685, respectivamente. Estos valores son muy parecidos al de los otros pórfidos de la zona de estudio (Fig. 7.4 y 7.5).

Las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desde el distrito minero de Hualgayoc, muestran valores entre los rangos de 18.778 a 18.811, 15.620 a 15.656 y 38.631 a 38.679, respectivamente. Estas relaciones isotópicas son muy parecidas con las de los pórfidos miocénicos de la zona de estudio. Las similares relaciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sugieren una común fuente de mineralización para los pórfidos miocénicos de la zona de estudio y el distrito minero de Hualgayoc (Fig. 7.9 y 7.10)

Los diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (toriogénico, Fig. 7.7 y 7.9) y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (uranogénico, Fig. 7.8 y 7.10) para las menas, rocas con alteración hidrotermal y roca fresca, donde se encuentran además ploteadas las curvas de evolución isotópica del plomo para el modelo de la plumbotectónica de Zartman y Doe (1981), muestran como potencial fuente de mineralización la zona orogénica, la cual ha sido interpretada por varios autores (Macfarlane et al., 1990; Tosdal et al., 1999) como una zona de mezcla entre el manto, corteza superior y corteza inferior. La tendencia de las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en la mena (Fig. 7.8 y 7.10) nos sugieren que esta fuente magmática orogénica tuvo como principal zona de aporte la corteza superior.

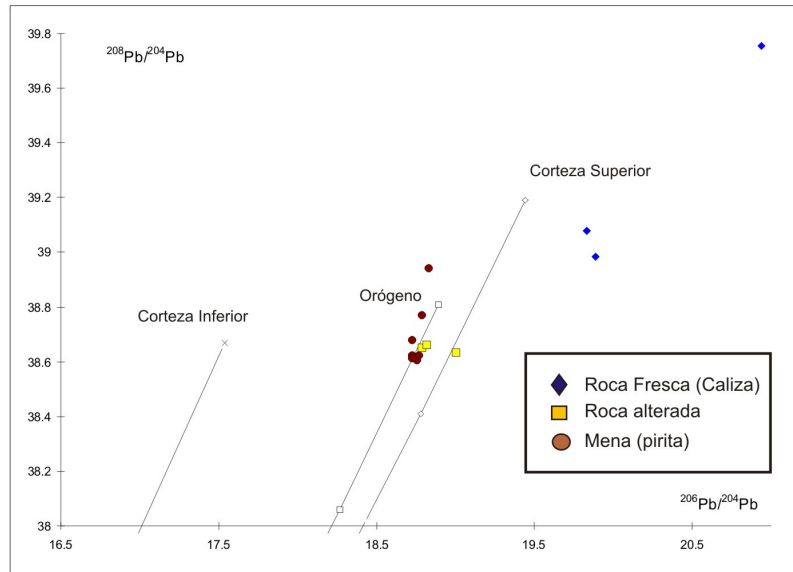


Figura 7.7 Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas frescas, alteradas y mena. Se toma como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida por el modelo la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981).

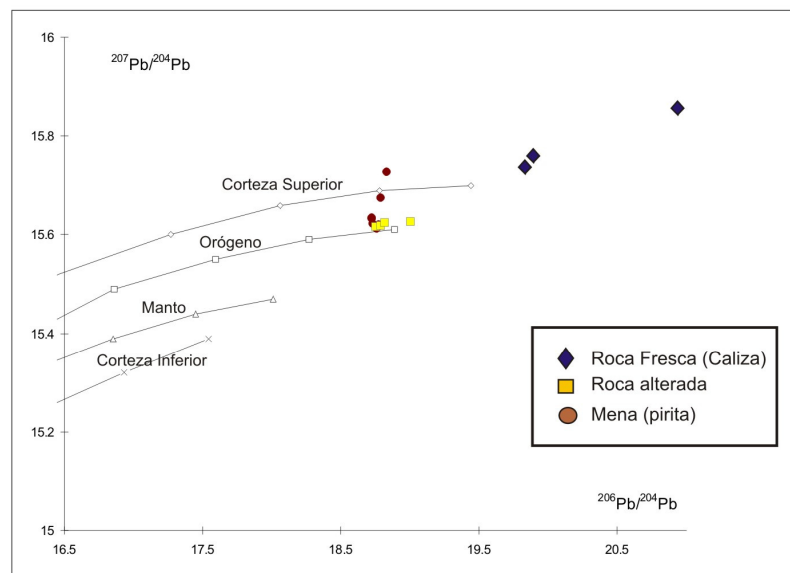


Figura 7.8 Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las rocas frescas, alteradas y mena. Se toma como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida por el modelo la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981).

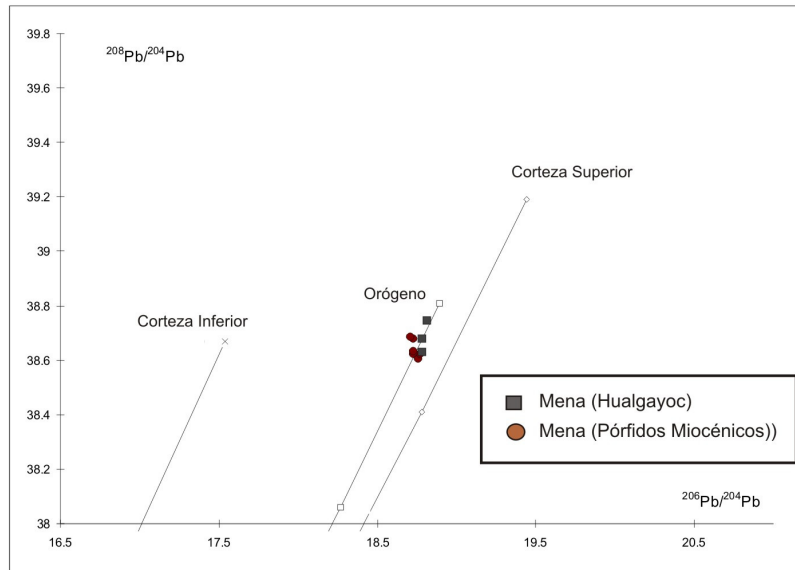


Figura 7.9 Diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparando las menas de los pórfidos miocénicos de la zona de estudio con las menas del distrito minero de Hualgayoc (Macfarlane, 1999). Son ploteados como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida por el modelo la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981).

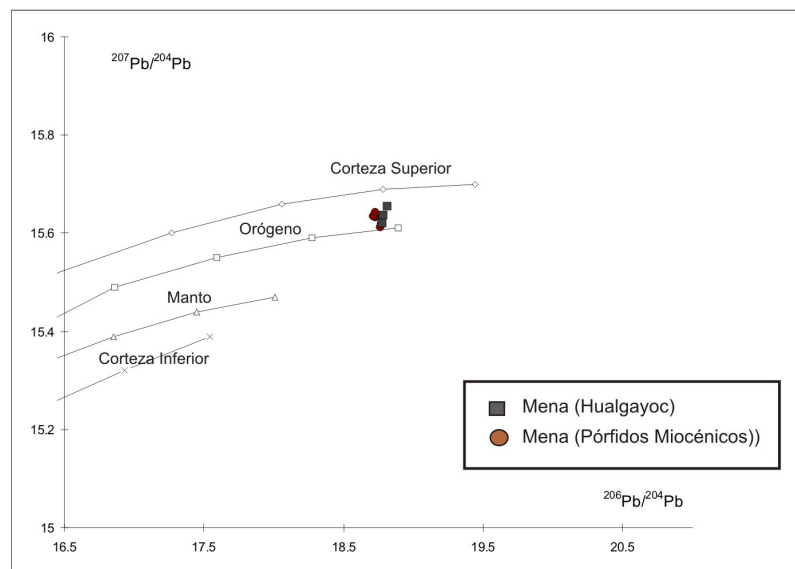


Figura 7.10 Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparando las menas de los pórfidos miocénicos de la zona de estudio con las menas del distrito minero de Hualgayoc (Macfarlane, 1999). Son ploteados como referencia la curva de evolución isotópica del Pb establecida por el modelo la plumbotectónica (Zartman y Doe, 1981).

Las composiciones isotópicas en las figuras 7.9 y 7.10 indican la presencia de plomo de la corteza superior. Entretanto esto no invalida la hipótesis de que la mineralización tenga un origen profundo, la cual puede haber sufrido una contaminación cortical.

En resumen la composición de los isótopos de plomo para los pórfidos de Minas Conga (Au-Cu), El Galeno (Cu-Au-Mo), Michiquillay (Cu-Au-Mo) y el distrito minero de Hualgayoc se plotean en una tendencia que sugiere un común origen profundo. (Fig. 7.9 y 7.10). Los isótopos de plomo desde las menas para todos los depósitos de la zona de estudio tienden a ubicarse en la parte menos radiogénica de la subprovincia II (orogénica), influenciados claramente por la subprovincia isotópica Ib (Fig. 7.4 y 7.5)

Estos resultados sugieren un profundo origen, posiblemente del manto superior que también ha sido enriquecido por sedimentos en el proceso de subducción y que han sufrido una mezcla muy limitada de material de la corteza superior.

CAPÍTULO VIII

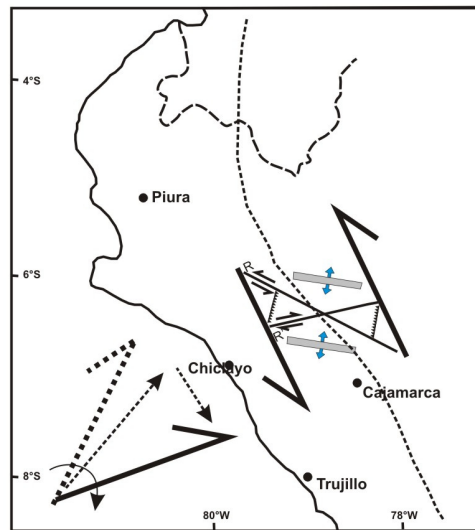
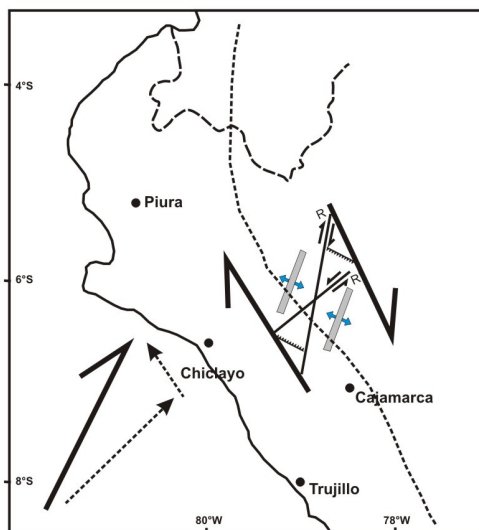
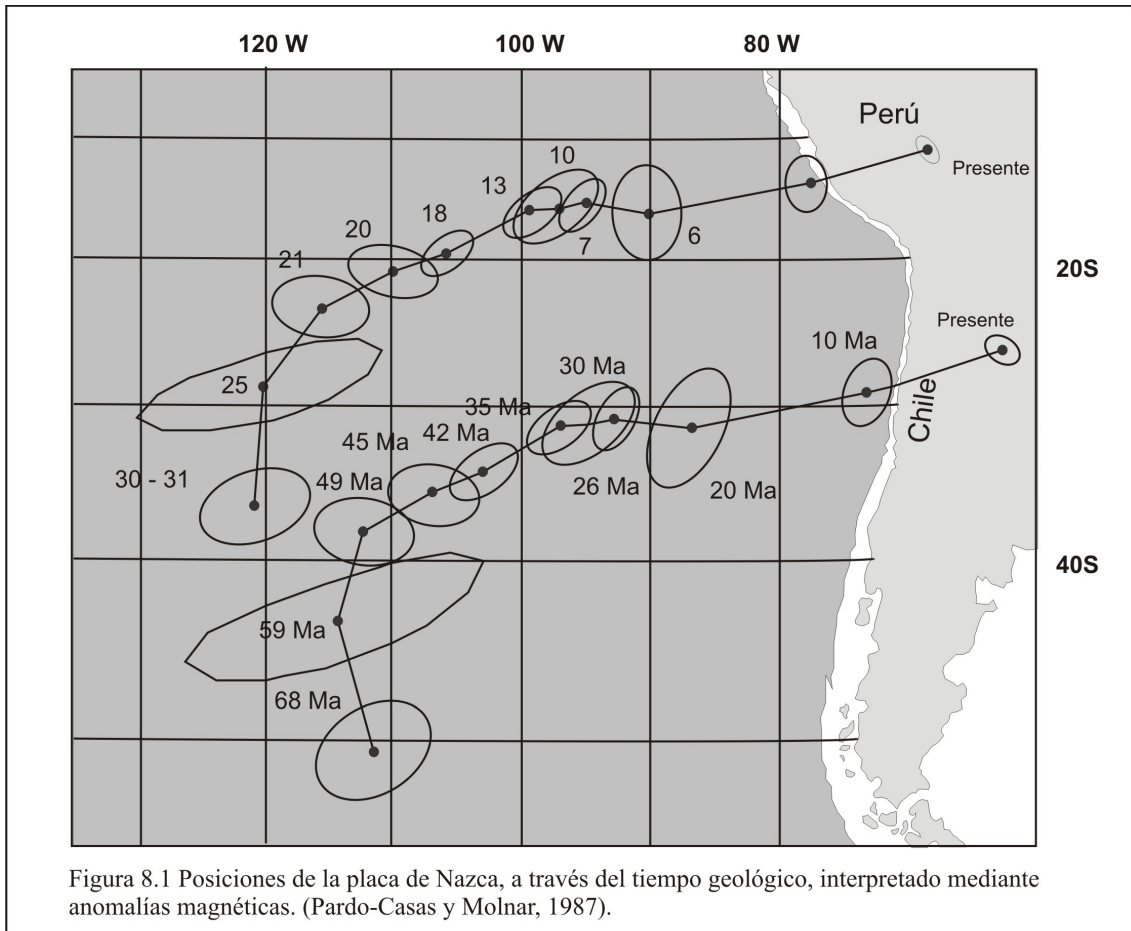
RELACIÓN ENTRE LA TECTÓNICA, MAGMATISMO Y MINERALIZACIÓN

Mediante diversos estudios se ha reconocido una asociación entre el tectonismo, el magmatismo y la mineralización de los sistemas porfiríticos miocénicos de los andes del norte del Perú (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Noble et al., 2004; Davies, 2002).

Uno de los principales factores que controló el magmatismo (plutonismo – volcanismo) en el norte del Perú, fue la dirección del movimiento de la placa tectónica oceánica (placa de Nazca) y sus diferentes razones de convergencia (Fig. 5.3). Antes del Mioceno la placa de Nazca tenía una dirección de convergencia NE (Pardo-Casas y Molnar, 1987) y la convergencia actuaban alternadamente entre razones altas y bajas. Estas razones se desarrollaron a su vez paralelo a las fases tectónicas Inca I y II (Benavides, 1999).

Fue durante el Mioceno temprano que la actividad magmática se reinició (aprox. 23 Ma). El magmatismo se encontró temporalmente ligado a la fase Inca III (22 Ma; Benavides, 1999) y está acompañada de una alta razón de convergencia (Fig. 5.3). La característica tectónica más importante del Mioceno temprano fue la rotación en sentido del reloj de la dirección de convergencia de la placa de Nazca (aprox. 20 grados) (Pardo-Casas y Molnar, 1987) (Fig. 8.1)

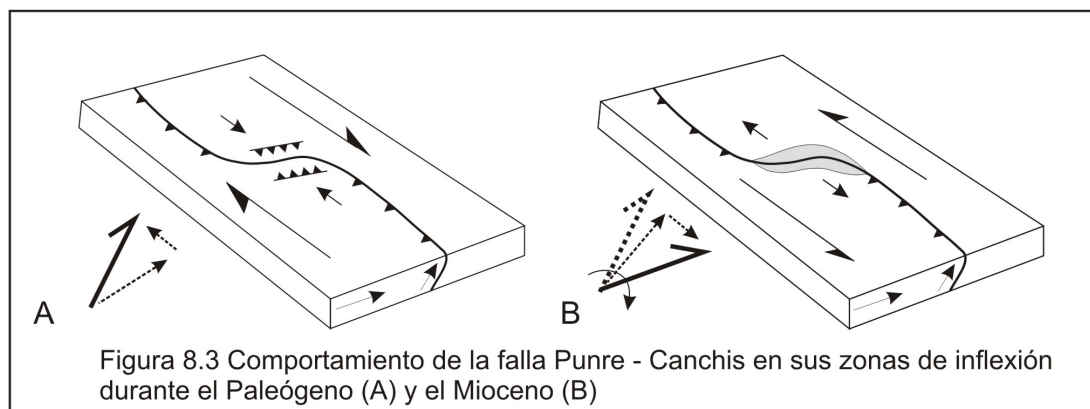
El origen de la falla Punre-Canchis (Quispe et al., 2007) se piensa está relacionada a este tectonismo de placa. El comportamiento inicial de esta falla regional fue de rumbo con sentido dextral, con una clara componente compresional. Es durante el Mioceno temprano que debido al giro en sentido del reloj de la dirección de convergencia de la placa de Nazca, que la falla Punre-Canchis se reactiva. La característica principal de la reactivación de la falla es que cambia su sentido de movimiento a un comportamiento sinistral, con una fuerte componente compresional, pero además con una clara componente tensional en las zonas de inflexión de la falla. (Fig. 8.2a y b)



Estas zonas de inflexión sujetas a un esfuerzo tensional se habrían comportado como zonas de menor presión y serían propicias para el emplazamiento de los sistemas porfiríticos. (Fig. 8.3)

Los volcanes, los stocks subvolcánicos y diques son comúnmente emplazados a lo largo de fallas. Estas zonas de falla pueden haberse formado contemporáneamente con el magmatismo o pueden haber sido estructuras mucha más antiguas reactivadas durante el magmatismo (Bussell, 1976; Shaw, 1980).

En forma resumida el principal control estructural de los sistemas porfiríticos a nivel regional fue la falla Punre-Canchis y todo su sistema de fallas asociados.



Una de las bases que soporta esta hipótesis son las nuevas dataciones geocronológicas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) realizadas por Davies (2002), Gustafson et al., (2004) y Noble et al., (2004) alrededor de los depósitos de la falla Punre-Canchis. Las nuevas dataciones nos proporcionan una idea más clara de la evolución geocronológica del magmatismo en la zona de estudio (cuadro 5.2).

Los resultados de las dataciones de los principales centros porfiríticos, muestran una evolución geocronológica en sentido NO paralelo a la falla Punre-Canchis, la cual es totalmente contradictoria a la clásica evolución magmática en sentido NE. Estas edades se hacían cada vez más jóvenes hacia el NO comenzando desde Aurora Patricia (21.30 ± 0.80 Ma) y pasando por Michiquillay (19.77 ± 0.05 Ma), El Galeno (17.50 ± 0.30 Ma), Chailhuagón (15.58 ± 0.12 Ma) y El Perol (15.86 ± 0.09 Ma). Esta tendencia también se puede proyectar hacia el sector de Hualgayoc (14.3 Ma) que se piensa también estuvo

influenciado por este control estructural. El cambio del foco magmático desde el sector de los pórfidos Miocénicos y el sector de Hulgayoc (falla Punre-Canchis) hacia el sector del distrito minero de Yanacocha es poco entendido y al parecer este último pertenece a otro control estructural muy diferente.

La evolución geocronológica de los pórfidos en sentido NO se encuentra también estrechamente relacionado a su disposición espacial. Estos depósitos minerales son siempre paralelos a la falla Punre-Canchis y comparten igualmente una orientación NO. La relación espacial de los depósitos porfiríticos se debería a un gran esfuerzo diferencial horizontal que afectó a la Falla Punre-Canchis durante el Mioceno, el cual fue acompañado de una moderada a fuerte alimentación magmática conllevando consigo el emplazamiento de numerosos stocks porfiríticos siempre paralelos al principal control estructural regional (Fig. 8.4; Takada, 1994).

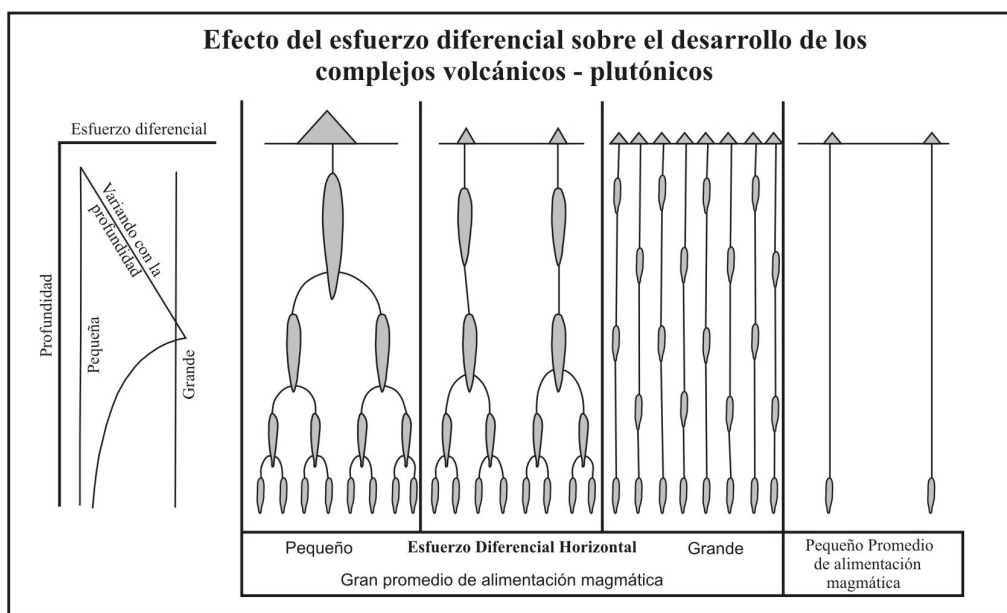


Figura 8.4 Efectos del esfuerzo diferencial horizontal y la alimentación magmática sobre la distribución de los volcanes e intrusiones subvolcánicas, modificado de Takada (1994).

Por último a escala más local se aprecia que la forma elíptica de algunos centros porfiríticos es también paralela a la falla Punre-Canchis. Esta singularidad geológica es como consecuencia de que el esfuerzo regional producto del tectonismo de placa fue mayor que la presión magmática del mismo pórfido. (Tosdal and Richards, 2001)

La interpretación geoquímica de rocas es otra herramienta geológica que apoya a la falla Punre-Canchis como el principal control estructural para el emplazamiento de los pórfidos miocénicos en la zona de estudio.

Se puede apreciar dos tipos de intrusiones: una relacionada a la mineralización y la otra estéril (Anexo II). Los intrusivos relacionados a la mineralización presentan una mayor concentración de sílice, así como también de potasio (Fig. 6.1). La mayor concentración de sílice se debe quizás a una mayor diferenciación magmática y la mayor concentración de potasio se debe a la presencia de las alteraciones hidrotermales.

La mayor diferenciación magmática de los intrusivos relacionados a la mineralización, esta apoyada por los cocientes La/Yb y Nb/Yb . En ambas relaciones los intrusivos asociados a la mineralización presentan un mayor cociente.

Los diagramas spider muestran de igual manera una ligera mayor diferenciación magmática para los intrusivos relacionados a la mineralización. Los elementos LILE (Cs, Rb y Ba) muestran algunas pequeñas mayores concentraciones, mientras que los HREE para ambos tipos de intrusivos es muy similar, lo cual implicaría un posible origen común para ambos tipos de intrusivos. (Fig. 6.6 y 6.7).

La idea de que el magmatismo ocurrido en el sector del distrito minero de Yanacocha no tenga nada que ver con el magmatismo del sector de los pórfidos miocénicos se ve reflejado en la correlación La vs La/Yb_N (Fig. 6.12). Esta correlación asocia a todos los intrusivos miocénicos relacionados a la falla Punre-Canchis en un único grupo, mientras que el pórfido desde Yanacocha aparece sesgado, mostrando una mayor diferenciación magmática.

La concentración de estroncio es ligeramente menor para los intrusivos relacionados a la mineralización, en relación a los intrusivos estériles. Esto puede ser interpretado como resultado de un débil empobrecimiento cortical, debido a que el Sr es más abundante en el manto, debido a una menor diferenciación.

La geoquímica de elementos mayores clasifica al magmatismo del área de estudio como calcialcalino con medio a alto contenido de potasio, relacionado a un marco

tectónico de placa convergente. Esta idea se ve apoyada en los diagramas discriminantes de granitos (Fig. 6.13, 6.14 y 6.15). Los pórfidos caen dentro del campo de los granitos de arco volcánico (VAG) con una clara asociación a la mineralización de Au, Cu y Mo.

Los VAG están generalmente asociados a granitos tipo I, cuyo origen está relacionado al manto empobrecido modificado por una componente de sedimento y corteza oceánica subducida, mientras que los granitos tipo S están caracterizados por orígenes de corteza pura o por orígenes mantélicos conteniendo una gran componente cortical subductada (Pearce, 1996).

Los VAG tienen una firma de subducción estándar con enriquecimientos en elementos LILE. Aunque la interacción cortical es común, tiene poco efecto sobre esas firmas.

Según la clasificación de Ishihara (1981) los pórfidos miocénicos del área de estudio son clasificados como granitoides de la serie magnetita con medio a fuerte estado de oxidación con una clara asociación a la mineralización de Au – Cu – Mo. La diferencia entre las leyes metálicas de los pórfidos Au-Cu y Cu-Au-Mo se sugiere que es debido a que los pórfidos Cu-Au-Mo (El Galeno y Michiquillay) presentan una ligera mayor diferenciación magmática (granodiorita) coincidiendo con el modelo propuesto por Ishihara (1981). La superposición y no muy clara diferencia entre los estados de oxidación de El Galeno y Minas conga, es debido a que el primero también tiene mineralización de oro asociado a sus estadios iniciales (P2), pero las diferencias de tonelajes de oro siguen siendo mayores en Minas Conga por ser menos diferenciado (diorita a granodiorita).

La geoquímica de isótopos de plomo es una importante herramienta geológica que permite interpretar más a fondo el origen de los metales y la interacción que pueden haber sufrido los fluidos mineralizantes con las rocas regionales durante su ascenso hasta la formación del depósito mineral.

Los diagramas esquemáticos (Fig. 7.2, 7.3, 7.4 y 7.5) indican que los pórfidos miocénicos de la región de Cajamarca están relacionados a un común origen profundo (final menos radiogénico de la provincia II), corroborando finalmente las interpretaciones hechas mediante geoquímica de rocas (capítulo VI). Las relaciones

isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ muestran composiciones isotópicas de Pb muy parecidas para los pórfidos miocénicos del norte del Perú, región Cajamarca.

Dejando de lado las dos composiciones isotópicas del Pórfido El Galeno (Gal-003 y Gal-005, Anexo I) posiblemente contaminadas por la roca caja, las composiciones isotópicas del plomo en las menas de los pórfidos de Cu-Au.-Mo (El Galeno y Michiquillay; Davies, 2002) y los pórfidos de Au-Cu (El Perol y Chailhuagón), tienen un similar origen para la fuente de mineralización. Las menas de estos pórfidos se encuentran relacionadas al final menos radiogénico de la provincia II (orogénica) con una clara fuerte influencia de la subprovincia Ib (manto enriquecido) (Fig. 7.2 y 7.4).

El hecho de que se encuentren asociados al final menos radiogénico de la provincia II, indica una relativa débil contaminación por parte de la potente corteza andina. La moderada influencia de la subprovincia Ib, indica que este magmatismo es producto de un proceso de subducción, donde el magma ha sido enriquecido por sedimentos en el proceso de subducción.

La débil contaminación isotópica cortical para los pórfidos de la zona de estudio, corroboraría la interpretación geoquímica de elementos traza (As), donde la idea general a todo esto, es que una falla profunda cortical (Punre-Canchis) en un tiempo de régimen de tensión (Mioceno), permitió el ascenso relativamente rápido de los magmas hidratados (Davies, 2002), donde un relativo rápido ascenso no permite una fuerte contaminación cortical.

Los datos de isótopos de plomo desde un pórfido en el depósito de Yanacocha (Davies, 2002), plotados en los diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 7.4 y 7.5) también apoyan la interpretación geoquímica de elementos traza (Fig. 6.12). El pórfido desde Yanacocha tiene muy bajas relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con valores de 15.574 y 38.469, respectivamente. Los pórfidos miocénicos relacionados a la falla Punre-Canchis tienen relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en un rango de 15.612 a 15.644 y 38.606 a 38.685, respectivamente. Las bajas relaciones isotópicas de Pb encontradas desde el pórfido en Yanacocha no se encuentran dentro o próximo al rango de las relaciones isotópicas de

los pórfidos miocénicos, por lo que se argumenta que Yanacocha pertenece a otros sistema magmático totalmente diferente al de los pórfidos asociados a la falla Punre-Canchis.

La interacción entre los fluidos mineralizantes y la roca caja se puede apreciar débilmente en las relaciones isotópicas de los pórfidos de Minas Conga. En los diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 7.2 y 7.3) que tienen como referencia las provincias isotópicas de Pb (Macfarlane et al., 1990, modificadas por Tosdal et al., 1999) Chailhuagón y El Perol se ven influenciados débilmente por la provincia IIIb. El mejor exponente de la muy débil interacción isotópica de plomo esta relacionada al pórfido El Perol, donde la mena tiene cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.612 a 15.622 y 38.606 a 38.624 respectivamente, mientras que una sola muestra desde la zona alterada en el mismo depósito tiene cocientes isotópicos $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15.619 y 38.651. Estas relaciones isotópicas son muy parecidas, pero a la vez demuestran una muy débil mayor relación isotópica $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para la roca alterada. Estos pocos datos isotópicos en la roca caja no son suficiente para sugerir una participación importante de la roca caja en los diferentes tipos de mineralización Au-Cu y Cu-Au-Mo. El pórfido El Galeno no muestra una interacción isotópica de fluidos y roca caja.

Los diagramas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para el modelo plumbotectónico (Zartman & Doe, 1981; Fig. 7.9, 7.10) indican que las relaciones isotópicas de las menas en los depósitos porfiríticos de la región de Cajamarca tienen como principal reservorio el ambiente orogénico. Macfarlane et al., (1990) interpreta al ambiente orogénico como una zona de mezcla, En la Fig. 7.10 se puede apreciar un sesgo de las relaciones isotópicas de la mena hacia la corteza superior, por lo que se sugiere que uno de los principales dominios de la zona de mezcla fue la corteza superior..

Los relaciones isotópicas del plomo $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ desde las menas en Hualgayoc se encuentran en un rango de 15.620 a 15.656 y 38.631 a 38.746, respectivamente, siendo un poco más radiogénicas que la de los pórfidos miocénicos que tienen un rango muy parecido de 15.612 a 15.644 y 38.606 a 38.685, respectivamente (Fig. 8.5 y 8.6). Ambos se encuentran al final menos radiogénico de la

provincia isotópica II. La prolongación de la falla Punre-Canchis hacia el NO (fuera de la zona de estudio) también afecta al distrito de Hualgayoc. La evolución geocronológica y la disposición espacial característica de los pórfidos Miocénicos también se sigue cumpliendo en Hualgayoc, por lo tanto se sugiere que la mineralización en Hualgayoc estuvo controlada también por la Falla Punre-Canchis, a pesar de poseer una contaminación cortical un poco más acentuada.

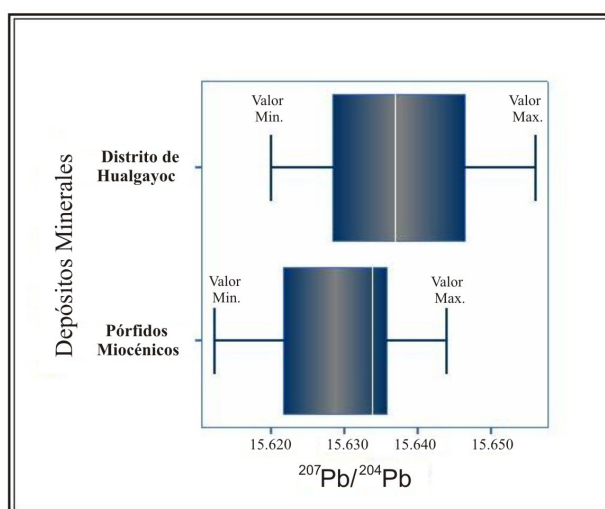


Figura 8.5 Gráficos de Boxplot comparando la relación que existe entre las composiciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en los pórfidos miocénicos y el distrito minero de Hualgayoc.

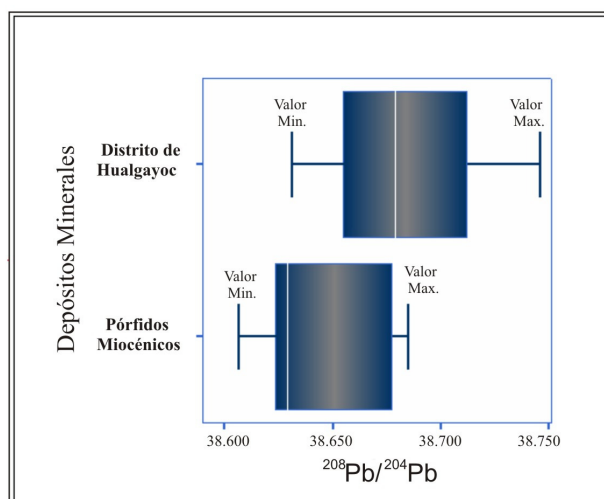


Figura 8.6 Gráficos de Boxplot comparando la relación que existe entre las composiciones isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en los pórfidos miocénicos y el distrito minero de Hualgayoc.

Donde una vieja anisotropía estructural esta presente, las fallas podrían ser reactivadas y podrían guiar a los magmas desde la cámara original profunda a un cámara en una corteza somera o ambiente volcánico. La reactivación de viejas estructuras es un tema común en algunas regiones porfiríticas ricas en Cu, tales como Arizona (Heidrick y Titley, 1982) y los Andes Centrales (Salfity, 1985; Richards 2000b; Richards et al., 2001).

Ejemplos de fábricas estructurales orientadas que han sido reactivadas durante la intrusión y formación de un pórfido de Cu ocurre en Arizona (Heidrick y Titley, 1982), La franja de Maricunga de Chile (ejemplo comparado con la geometría convergente subrayada por Pardo-Casas y Molnar, (1987) con orientación de venillas descritas por Vila et al., (1991) y en el Salvador Chile. El alineamiento de los stocks subvolcánicos a lo largo del noreste de la falla de rumbo Paleocena alrededor de el pórfido el Salvador suministra un particular ejemplo bien documentado de este fenómeno (Gustafson y Hunt, 1975; Cornejo et al., 1997).

CONCLUSIONES y RECOMENDACIONES

- Durante el Mioceno existió una clara asociación entre el tectonismo, magmatismo y mineralización en los andes del norte del Perú (región Cajamarca). Estos procesos geológicos controlaron el emplazamiento de los depósitos porfíricos de Cu-Au-Mo y Au-Cu.
- La distribución espacial, el sentido de la evolución geocronológica y sus similitudes geoquímicas nos permiten relacionar a los sistemas porfíricos de la región de Cajamarca a un común control estructural regional (Falla Punre-Canchis).
- El origen de la falla Punre-Canchis se piensa esta relacionado a un tectonismo de placa (Pardo-Casas y Molnar, 1983). El comportamiento inicial de esta falla fue de rumbo con sentido dextral, con una clara componente compresional. Debido al cambio de dirección de la convergencia de la placa de Nazca, la falla se reactiva y adopta un comportamiento de rumbo con sentido sinistral manteniendo siempre una clara componente compresional..
- Mediante la geoquímica de rocas se determinó una relación de diferenciación magmática (La vs La/Yb) muy similar para los pórfidos relacionados a la falla Punre – canchis, demostrando que el magmatismo ocurrido en Yanacocha pertenece a otro control estructural.
- La firma geoquímica de las tierras raras pesadas (HREE) para los pórfidos de Minas Conga y El Galeno son muy similares, lo cual indicaría un común origen profundo (Mantélico), pero el comportamiento de los elementos traza y en especial de los LILE demuestran una ligera mayor diferenciación magmática para el Pórfido El Galeno (Cu-Au-Mo).
- Los pórfidos son clasificados como granitos tipo I, relacionados a granitos emplazados en arcos volcánicos continentales, moderadamente evolucionados o de la serie magnetita, corroborando una clara asociación a la mineralización tipo Au-Cu-Mo. Los granitos tipo I están relacionados a una zona de subducción, que coincide con el magmatismo calciocalino al que pertenecen nuestros sistemas porfíricos.
- No existe una clara diferencia entre los estados de oxidación para los pórfidos de la región Cajamarca. Estos depósitos minerales se encuentran en el límite entre los de moderada oxidación y fuerte oxidación. En cambio si existe una ligera mayor diferenciación magmática (Rb/Sr) para el pórfido El Galeno y Michiquillay con respecto a los de Minas Conga lo cual los relaciona con las mineralizaciones Cu-Au-Mo y Au-Cu respectivamente (Ishihara, 1981).
- Los resultados isotópicos de plomo en las menas de los depósitos minerales relacionados a la falla Punre-Canchis son muy parecidos, lo cual sugiere un origen común para la fuente de mineralización (manto enriquecido). Las similitudes de las relaciones isotópicas corroboran que la falla se comportó

como el principal control estructural, sirviendo como la principal vía de acceso para el emplazamiento de los pórfidos.

- Las relaciones isotópicas de plomo en la mena de los depósitos minerales sugieren para la fuente de mineralización un origen de zona de mezcla orogénico (provincia II) relacionado a un manto enriquecido por sedimentos (subprovincia Ib), con influencia de la corteza superior (subprovincia IIIb).
- Las relaciones isotópicas de plomo no muestran una clara interacción fluido mineralizante y roca caja. Por lo tanto no se puede asegurar que la roca caja desarrolló un papel predominante en los diferentes tipos de mineralización Au-Cu y Cu-Au-Mo en los pórfidos Miocénicos de la región Cajamarca.
- La prolongación de la falla Punre-Canchis hacia el NW afecta también al distrito minero de Hualgayoc. Las similitudes entre las relaciones isotópicas de Hualgayoc y los pórfidos miocénicos de la región de Cajamarca sugieren que Hualgayoc también tuvo como principal control estructural regional la falla Punre Canchis.
- Se recomienda un estudio estructural detallado de la falla regional Punre-Canchis, estableciendo su posible continuidad hacia el norte, con la expectativa de encontrar nuevas zonas de interés.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AITCHESON, S. J., HARMON, R. S., MOORBATH, S., SCHNEIDER, A., SOLER, P., SORIA ESCALANTE, E., STEELE, G., SWAINBANK, I., AND WÖRNER, G. (1995) Pb isotopes define basement domains of the Altiplano, central Andes: *Geology*, vol. 23, pp. 555-558.
- BARREIRO, B.A. (1984) Lead isotopes and Andean magmagenesis, en Harmon, R.S., and Barreiro, B.A., eds., *Andean Magmatism, chemical and isotopic constraints*: Cheshire, Shiva, pp. 21 – 30.
- BENAVIDES, C. V. (1956) Cretaceous system in northern Peru. *American Museum of Natural History Bulletin*, N°108, pp. 355-493.
- BENAVIDES, C.V. (1999) Orogenic evolution of the peruvian andes: the andean cycle. En: B.J. Skinner (editor). *Geology and ore deposits of the central andes*. Society of Economic Geologists. Special publication N° 7, pp. 61-107.
- BUSSELL, M. A. (1976) Fracture control of High-level plutonio contacts in the Coastal batholith of Peru: *Proceedings of the geologists association*, vol. 87, pp. 237 – 246.
- BORREDON, R. (1982) Etude geologique et metallgenique du district minier de Hualgayoc (Perou septentrional) a plomb-zinc-cuivre-argent. Unpub. Ph.D. Thesis, University of Paris VI.
- CANDIOTTI, H Y GUERRERO, T. (1997) Descubrimiento y geología del yacimiento de oro diseminado de Sipán – Cajamarca. IX Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos, Sociedad geológica del Perú, vol. Esp. N° 1, Lima, pp. 9-13.
- CANCHAYA, M. (1990) Stratabound ore deposits of Hualgayoc, Cajamarca, Perú. *Stratabound Ore Deposits in the Andes*, pp. 569 – 582.
- CÍA DE MINAS BUENAVENTURA S.A.A., (2000) Annual Report (unpublished), Lima, Perú, 70 pag.
- CÍA DE MINAS BUENAVENTURA S.A.A., (2002) Annual Report (unpublished), Lima, Perú, 72 pag.
- COBBING, E., PITCHER, W., WILSON, J., BALDOCK, J., TAYLOR, W., MCCOURT, W. & SNELLING, N. (1981) Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. *Boletín N°10*, serie D. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Lima-Perú, pp. 252.
- COBBING, EDWIN J. (1985) *The tectonic setting of the peruvian andes*. New York: Jonh Wile & Sons. pp. 3-12.

- CORDOVA, J.R. Y HOYOS, D. J. (2000) Geología del pórfido de Cu-(Au-Mo) El Galeno, Cajamarca, Perú. X Congreso Peruano de Geología, resúmenes de la Sociedad Geológica del Perú, Lima 2000: 246.
- CORNEJO, P., TOSDAL, R. M., MPODOZIS, C., TOMLINSON, A. J., RIVERA, O., AND FANNING, C. M. (1997) El Salvador, Chile, porphyry copper deposits revisited: Geologic and geochronologic framework: International Geology review, vol. 39, pp. 22 - 54.
- DAVIES, C. (2002) Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, northern Peru. Unpub PhD. Thesis, James Cook Univeristy, Australia.
- DAVIES, C. Y WILLIAN, P. (2005) The Galeno and Michiquillay porphyry Cu-Au-Mo deposits: geological description and comparison of miocene porphyry systems in the Cajamarca district, northern Perú. En: Mineralium Deposita N°40, pp. 598 – 616.
- FUKAO, Y., YANAMOTO, A., KONO, M. (1989) Gravity anomaly across the Peruvian Andes. Journal of Geophysical research, vol. 94, issue B4, pp. 3867 – 3890.
- GUSTAFSON, L. B. Y HUNT, J. P. (1975) The porphyry copper deposits at El Salvador, Chile: Economic Geology, vol. 70, pp. 857 – 912.
- GUSTAFSON, L. B (1978) Some major factors of porphyry copper genesis . Economic Geology, vol. 73, pp. 600 – 607.
- GUSTAFSON, L; VIDAL, C; PINTO, R; NOBLE, D. (2004) Porphyry-epithermal transition, Cajamarca region, northern Peru. En: Society of Economic Geologists. Special Publication N° 11 pp. 279-299.
- HEIDRICK, T. L. AND TITLEY, S. R. (1982) Fracture and diques patterns in Laramide plutons and their structural and tectonic implications: American southwest, in Titley, S. R., rd., Advances in geology of the porphyry copper deposits: Tucson, Univeristy of Arizona press, pp. 73 – 91.
- HEYL, A.V., DELEVAUX, M. H., ZARTMAN, R.E., Y BROCK, M.R., (1996) Isotopic study of galena from the upper Mississipi Valley, The Illinois-Kentucky and some Appalachian Valley mineral district: Economic Geology, vol. 61, pp. 933 -961
- HOLMES, A. (1946) An estimate of the age of the earth, Nature, 157, pp. 680-684.
- HOUTERMANS, F.G. (1946) Die Isotopenhäufigkeiten im natürlichen Blei und das Alter des Urans. Naturwissenschaften, 33, pp. 185-186, 219.
- ISHIHARA, S. (1981) The granitoid series and mineralization. Economic Geology 75th Anniversary Volumme, pp 458 – 484.

- JAMES, D. Y SACKS, I. (1999) Cenozoic formation of the central andes: A geophysical perspective. Society of Economic Geologists Special Publication, vol. 7, pp. 1-25.
- JAMES, J. (1998) Geology, alteration y mineralisation of the Cerro Corona porphyry copper-gold deposit, Cajamarca province, Perú. Unpubl. MSc Thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada.
- KONO, M; FUKAO, Y; YAMAMOTO, A. (1989) Mountain building in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, Issue B4, pp. 3891-3905
- KONTAK, D.J., CUMMINNG, G. L., KRSTIC, D., CLARK, A. H., Y FARRAR, E., (1990) Isotopic composition of lead in ore deposits of the Cordillera Oriental, southeastern Perú: *Economic Geology*, vol. 85, pp. 1584 – 1603.
- LAUGHLIN, A. W., DAMON, P.E. Y WATSON, B. N. (1968) Potassium-Argon dates from Toquepala y Michiquillay, Perú. *Economic Geologic*, vol. 63, pp. 166-168.
- LONGO, A., EDWARDS, J., GOLDIE, M., Y TEAL, L. (2000) Yanacocha district geology, alteration, geochemistry, geophysycs and targets: Unpublished Minera Yanacocha S.R.L . map set, scale 1 : 25000, folio YD-26, 28, 40 y 41.
- LONGO, A. (2005) Evolution of volcanism and hydrothermal activity in the Yanacocha mining district, northern Peru. Unpub PhD. Thesis, Oregon State University.
- LLOSA, F., LESCUYER, J. L. Y MILESI, J. P. (1996) Minas Conga: descubrimiento, exploración y marco geológico de los pórfido Au-Cu en la región Cajamarca. Segundo Simposio Internacional de Oro, Comité Aurífero, Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Lima, pp. 275-283.
- LLOSA, F., GEORGEL M. Y VELIZ, J. (2000) Geología, alteración y mineralización de los pórfidos de Au-Cu de Minas conga, norte del Perú (Cajamarca). X Congreso Peruano de Geología. Resúmenes, Sociedad Geológica del Perú, Lima, 2000.
- MACFARLANE, A. W. (1988) Isótopos de Plomo en el distrito minero de Hualgayoc. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín 78*, pp. 81 - 86.
- MACFARLANE A.W Y PETERSEN, U. (1990) Pb isotopes of theHualgayoc area, northern Peru: implications provenance and genesis of a cordilleran polymetallic mining district. *Economic Geology*, vol. 85, pp. 1303 – 1327.
- MACFARLANE A.W., MARCEL, P., LEHURAY, A.P. Y PETERSEN U., (1990) Lead isotope provinces of the central Andes inferred from ores and crustal rocks. *Economic Geology*, vol. 85, pp. 1857 – 1880.

- MACFARLANE, A.W., PROL-LEDESMA, R.-M. Y CONRAD, M.E., (1994) Isotope and fluid inclusion studies of geological and hidrothermal processes, northern Peru. *Internacional Geology Review*, vol. 36, pp. 645-677.
- MACFARLANE, A.W., (1995) Linear arrays in Andean Pb isotope data and the depth of mixing. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, New Orleans, pp. 410.
- MACFARLANE, A. W. (1999) Isotopic studies of northern andean crustal evolution and ore metal source. *Economic Geology*, special publication, vol. 7, pp. 195 – 217.
- MARSH, T.M., ENAUDI, M.T., Y MCWILLIAMS, M. (1997) Ar/Ar geochronology of Cu-Au and Au-Ag mineralisation in the Potrerillos district, Chile. *Economic Geology*, vol. 92: pp. 784-806.
- MEGARD, F. (1984) The andean orogenic period and its major structures in the central and northern of Peru. *Journal of the Geological Society*, vol. 141, pp. 893-900.
- MÉGARD, FRANCIS (1987) Structure and evolution of the peruvian Andes. En: *The Anatomy of Mountain Ranges*, pp. 179 – 210.
- MUNIZAGA, F., HUETE, C., HERVÉ, F. (1985) Geocronología K-Ar y razones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la “Faja Pacífica” de desarrollos hidrotermales. *Congreso geológico chileno*, N° 4, Actas, vol. 3, pp. 4/357 – 4/379.
- NOBLE, D. C, MCKEE, E. H., MOURIER, T. Y MÉGARD, F. (1990) Cenozoico stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Perú. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 102, pp. 1105-1113.
- NOBLE, D.C, Y MCKEE, E.H. (1999) The mioceno metallogenic belt of central and northern Peru. En: B.J. Skinner (Editor), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, Society of Economic Geologists, Special Publication, N° 7, pp. 155-193.
- NOBLE, D., VIDAL, C., PERRELLÓ, J. AND RODRIGUEZ, O. (2004) Space-time relationships of some porphyry Cu-Au, epithermal Au, and other magmatic-related mineral deposits in northern Perú. *Society of Economic Geology*, Special Publication, N° 11, pp. 313-318.
- NORTHERN PERU – COPPER CORP. (2007) El Galeno – Perú. En *Pro explo 2007*, Lima – Perú.
- PANTELEYEV, A. (1995) Subvolcanic Cu-Au-Ag (As-Sb). En: *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*. Lefebure, D.V. and Ray, G.E., Editors, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1995-20, pp. 79-82.

- PATTERSON, C. C. (1956) Age of meteorites and the earth. En: *Geochim. et Cosmochim. Acta* 10, pp. 230.
- PARDO-CASSA, F. Y MOLNAR, P. (1987) Relative motion of the Nazca (Farallón) y South American plate since late Cretaceous time . *Tectonic*, vol. 6, pp. 233-248.
- PAREDES, P. (1997) Metalogenia del distrito minero de Hualgayoc, IX Congreso Peruano de Geología, resúmenes extendidos, Sociedad Geológica del Perú, vol. Esp. N° 1, Lima, pp. 139-144.
- PEARCE, J. (1996) Source and settings of granitic rocks. *Episodes* vol. 19, N° 4, pp. 120 – 125.
- PETERSEN, U., MACFARLANE, A. W. Y DANIELSEN, A. (1993) Lead Isotopic provinces in Perú, Bolivia y northern Chile. Second International Symposium on Andean Geodynamics, pp. 477 – 480.
- PICHAVANT, M., KONTAK, D.J., BRIQUEU, L., VALENCIA HERRERA, J., Y CLARK, A.H., (1988). The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Perú: II. Geochemistry and origin of a felsic peraluminous magma: contributions to Mineralogy and Petrology, vol. 100, pp. 325 -238.
- PINTO, R. (2002) Transición de un sistema de alta sulfuración a un sistema porfirítico de alto nivel en Kupfertal, Distrito Minero de Yanacocha, Cajamarca – Perú. Tesis para optar el grado de Ingeniero geólogo. UNMSM.
- QUISPE, J. (2006) Características estructurales e isótopos de plomo de las mineralizaciones auríferas de la franja Huaytará – Tantará, Huancavelica, Perú. Tesis de maestría internacional. pp. 1 – 88.
- QUISPE, J., CARLOTTO, V., MACHARÉ, J., CHIRIF, H. (2007) Nuevo mapa metalogenético del Perú. Reporte interno INGEMMET, pp. 6.
- QUISPE J., CARLOTTO, V., ACOSTA, J., MACHARÉ J., CHIRIF, H., RIVERA, R., ROMERO, D., HUANACUNI, D., RODRIGUEZ, I., RODRIGUEZ, R., SANTISTEBAN, A., VILLARREAL, E., VELARDE, T. Y ACOSTA H. (2008) Mapa metalogenético del Perú: Herramienta esencial par alas exploraciones mineras. XIV Congreso Peruano de Geología, en revisión.
- REYES, L. R. (1980) Mapa geológico del cuadrángulo de Cajamarca. Hoja 15f. Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. República del Perú.
- RICHARDS, J. P., BOYCE, A. J. AND PRINGLE, M. S. (2001) Geological evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization: *Economic Geology*, in press.
- RICHARDS, J. P. (2000B) Lineaments revisited: *Society of economic geologists newsletter* N° 42, pp. 1, 14 – 20.

- RUIZ, J., MATHUR, R. (1999) Metallogenesis in continental margins: Re - Os evidence from porphyry copper deposits in Chile. In Application of radiogenic isotopes to ore deposits research and exploration (Lambert, D., Ruiz, J., editors). Reviews in Economic Geology, N° 12, pp. 59 – 72.
- SALFITY, J. A. (1985) Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino: Antofagasta, August 1985, IV congreso geológico chileno, part 2, pp. 119 – 137.
- SANFORD, R.F., (1992) Lead isotopic compositions and paleohydrology of caldera-related epithermal veins, Lake city, Colorado. Geological Society of America Bulletin, vol. 104, pp. 1236 -1245.
- SHAW, H. R. (1980) The fracture mechanism of magma transport from the mantle to the surface, in Hargraves, R. B., ed., Physics of magmatic processes: Princeton University Press, pp. 201 – 264.
- SILLITOE R. H. (1972) Un modelo de placa tectónica para el origen de los depósitos porfiríticos de cobre. Economic geology. vol. 67, N° 2, pp. 184 – 197.
- SILLITOE, R. H. (2000) Gold – rich porphyry deposits: Descriptive and genetic model and their role in exploration y discovery. Economic geology, vol. 13, pp. 315 – 346.
- SKEWES, M. A., STERN, C. R. (1995) Genesis of the giant late Miocene to Pliocene copper deposits of the central Chile in the context of Andean magmatic and tectonic evolution. International Geology Review, vol. 37, pp. 893 – 909.
- STACEY, J.S., ZARTMAN, R. E. Y NKOMO, I. T., (1968) A lead isotope study of galena and selected feldspars from mining district in Utah. Economic Geology, vol. 63, pp. 796 – 814.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J. D. (1975) Aproximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: Earth and Planetary Science letters, vol. 26, pp. 207 – 221.
- TAKADA, A. (1994) The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism: Journal of geophysical research. vol. 99, pp. 13,563 – 13,573.
- TATSUMOTO, M., KNIGHT, R., AND ALLEGRE, C. (1973) Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. Sciences, vol. 180, pp. 1279.
- TOSDAL, R., GIBSON, P., VILCA, C., QUISPESIVANA, Q., TEJADA, R., JIMÉNEZ, N., LIZECA, J., MURILLO, F., WALLACE, A., HARDYMAN, R., MOSCOSO, R., CUITIÑO, L., MAKSAEV, V., DIAZ, F., KOEPFEN, R. (1993) Summary of Pb isotopic compositions in epithermal precious metal deposits, Orcopampa area of southern Peru, Berenguela area of

western Bolivia, and the Maricunga belt in north-central Chile. En: Investigaciones de metales preciosos en el complejo volcánico Neógeno-Cuaternario de los Andes Centrales. Proyecto BID/TC-88-02-32-5, (Franz Tavera V., Servicio geológico de Bolivia; Víctor Maksaev J., Servicio geológico nacional de minería (Chile); Néstor Chacón A., Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (Perú); Coordinadores). Publicidad Arte Producciones, pp. 45 – 55.

- TOSDAL, R. M. (1995) Metal source differences in Cenozoic porphyry Cu-Mo-Au deposits in the central Chilean Andes between 26° y 28°. An influence on the size of porphyry deposits? In: Proceedings of the second giant ore deposits workshop, Giant ore deposits-II; Controls on the scale of orogenic magmatic-hydrothermal mineralization (Clark, A. H., Hodgson, C. J., Mason, R. editors). Queen's University, Department of the Geological Sciences, pp. 124 – 138. Kingston, Ontario.
- TOSDAL, R. M., WOODEN, J. L., BOUSE, R. M. (1999) Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes. *Reviews in Economic Geology*, N° 12, pp. 1 – 28.
- TOSDAL, R. M., MUNIZAGA, F. En prensa. Changing Pb source in mesozoic and cenozoic andean ore deposits, north-central Chile (30°-34°S)
- TOSDAL, R. M. AND RICHARDS J. P. (2001) Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu ± Mo ± Au deposits. *Society of economic geologists, Reviews* vol. 14, pp. 157 – 181.
- TURNER, S. J. (1997) The Yanacocha epithermal gold deposit, northern Perú: high sulphidation mineralisation in a flow dome setting. Unpub PhD Tesis. Colorado School of Mines, Colorado, USA.
- TURNER, S. J. (1999) Setting and styles of high-sulphidation gold deposits in the Cajamarca region, northern Perú. En: PACRIM'99 Congress, International Congress on Earth Science, Exploration Around the Pacific Rim. pp. 461-468.
- VIDAL, C. Y CABOS, R. (1983) Zoneamiento regional de las alteraciones y menas hidrotermales en Hualgayoc, Cajamarca. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, N° 71, pp. 117-120.
- VILA, T., SILLITOE, R. H., BETZHOLD, J., AND VITERI, E., (1991) The porphyry gold deposit at Marte , northern Chile: *Economic Geology*, vol. 86, pp. 1271 – 1286.
- WILSON, J. J., (1985a) Mapa geológico del cuadrángulo de Celendín, hoja 14g. Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. República del Perú.

- WILSON, J. J., (1985b) Mapa geológico del cuadrángulo de Chota, hoja 14f. Sector Energía y Minas, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. República del Perú.
- WILSON, J. J. (2000) Structural development of the northern andes of Perú. X Congreso peruano de geología, Resúmenes extendidos. Sociedad Geológica del Perú, vol. Esp. Tomo 1, pp. 331 – 341.
- WILLIAMS, W. C. (1994) Geochemical and structural characteristics of ore deposits in northern Chile. Universidad de Chile, departamento de geología, comunicaciones, N° 45, pp. 87 – 92.
- ZARTMAN R. E. & DOE, B. R. (1981) Plumbotectonic - the model. *Tectonophysics*, vol. 75, pp. 135 -162.
- ZEBTILLI, M., DOE, B., HEDGE, C.E., ALVAREZ, O., TIDY, E., DAROCA, J. A. (1988) Isótopos de plomo en yacimientos de tipo pórfido cuprífero comparados con otros depósitos metalíferos en los Andes del Norte de Chile y Argentina. En: Congreso geológico chileno, N° 5, Actas, vol. 1, pp. B331 – B369.
- ZENTILLI, M., KROGH, T. E., MAKSAEV, V., ALPERS, C. N. (1994) Uranium-lead dating of zircons from the Chuquicamata and La Escondida porphyry copper deposits, Chile: Inherited zircon cores of Paleozoic age with Tertiary overgrowths. Universidad de Chile, departamento de geología, comunicaciones, N° 45, pp. 101 – 110.

RELACIÓN DE ANEXOS

Anexo I: Relación de muestras para estudios isotópicos de Plomo

N°	Muestra	Roca	Ubicación	Mineral	Método	Referencia
1	Cha-161007-003	caliza	Superficial	polvo	Roca Total	Roca caja (Chailhuagón)
2	M1	caliza	Superficial	polvo	Roca Total	Roca caja (Chailhuagón)
3	M2	caliza	Superficial	polvo	Roca Total	Roca caja (Chailhuagón)
4	Cha-171007-008	pórfido	sondaje	pirita	Pb-Pb	Pórfido Chailhuagón
5	Cha-171007-009	pórfido	sondaje	polvo	Roca Total	Pórfido Chailhuagón
6	Cha-171007-010	pórfido	sondaje	pirita	Pb-Pb	Pórfido Chailhuagón
7	Per-171007-002	pórfido	sondaje	polvo	Roca Total	Pórfido El Perol
8	Per-171007-003	pórfido	sondaje	pirita	Pb-Pb	Pórfido El Perol
9	Per-171007-004	pórfido	sondaje	pirita	Pb-Pb	Pórfido El perol
10	Gal-141007-001b	pórfido	superficial	polvo	Roca Total	Pórfido El Galeno
11	Gal-141007-003	pórfido	superficial	pirita	Pb-Pb	Pórfido El Galeno
12	Gal-141007-005	pórfido	superficial	pirita	Pb-Pb	Pórfido El Galeno
13	HI-141007-002	epidermal	sondaje	polvo	Roca Total	Epidermal Hilorico
14	HI-141007-004	epidermal	sondaje	pirita	Pb-Pb	Epidermal Hilorico
15	Cha-gr-001	exoskarn	sondaje	granates	Sm/Nd	Roca caja (Chailhuagón)

ANEXO II : Datos geoquímicos de elementos mayores (Davies, 2002)

Suite	Locality	Sample No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (T)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	
Miocene Barren Intrusive Units	Aurora Patricia	S-11	61.30	0.52	17.43	4.83	0.11	1.80	5.70	3.68	1.90	0.23	3.08	100.6	
	La Carpa	S-38	63.52	0.48	16.61	3.88	0.07	1.79	4.50	3.73	2.44	0.20	2.92	100.1	
		S-35	59.38	0.60	17.09	5.39	0.11	2.43	6.44	3.67	1.93	0.23	2.22	99.49	
		S-36	60.85	0.55	16.29	4.68	0.11	1.90	5.99	3.20	2.11	0.23	5.08	101	
	Michiquillay Region	S-58	58.51	0.62	16.75	5.56	0.12	2.64	6.08	3.94	1.97	0.22	4.47	100.9	
		S-59	59.77	0.65	17.14	5.62	0.12	2.68	6.18	4.03	1.99	0.23	2.50	100.9	
		S-59 (Duplicate 1)	59.50	0.63	17.06	5.59	0.12	2.66	6.17	3.97	1.97	0.22	2.45	100.3	
		S-59 (Duplicate 2)	59.84	0.64	17.17	5.73	0.12	2.69	6.16	3.88	1.98	0.22	2.46	100.9	
		S-60	61.09	0.55	17.26	4.91	0.12	1.55	5.71	3.78	1.86	0.22	3.62	100.7	
	Galeno Prospect	S-T4	58.20	0.60	16.17	7.79	0.07	4.40	4.65	3.54	2.10	0.20	2.12	99.84	
Miocene Mineralised Centres		S-H22(244)	59.51	0.52	16.80	4.50	0.23	0.91	4.73	2.44	2.57	0.22	7.80	100.2	
	Michiquillay Prospect	S-H22(176)	61.90	0.56	16.95	5.17	0.08	2.26	5.48	3.69	2.34	0.23	1.40	100.1	
		S-H22(180)	63.00	0.56	16.46	5.64	0.00	2.27	4.35	3.67	2.38	0.23	1.84	100.40	
	Minas Conga Prospect	S-Chail	62.50	0.50	17.19	4.72	0.09	1.72	5.00	4.27	2.45	0.23	1.32	99.99	
		S-Hualy	59.70	0.55	16.33	4.86	0.17	2.33	5.65	3.41	1.16	0.21	5.06	99.43	
		S-T1	64.00	0.48	17.47	3.51	0.00	1.64	0.59	2.64	5.88	0.17	4.31	100.7	
	Galeno Prospect	S-T2	65.80	0.47	17.15	2.28	0.00	1.35	2.30	3.43	3.64	0.23	3.83	100.5	
		S-T3	63.90	0.46	16.47	4.40	0.10	1.57	4.20	3.32	3.32	0.21	2.60	100.6	
		Minas Carpa	S-M Carpa	62.62	0.49	16.41	5.66	0.07	1.74	2.88	3.42	2.78	0.22	4.06	100.4
		Yanacocha	S-CLL5	67.90	0.38	16.85	2.05	0.00	1.12	2.68	4.68	2.88	0.18	1.18	99.90

Las unidades de los elementos mayores está dado en porcentaje (%).

ANEXO III: Datos geoquímicos de elementos traza (Davies, 2002)

Suite	Locality	Sample No.	Cr	Ni	Co	Sc	V	Rb	Cs	Ba	Sr	Ga	Ta	Nb	Hf	Zr	Y	Th	U	La	Ce	Nd	Sm
Miocene Barren Intrusive Units	Aurora Patricia	S-11	26	6	13	7	70	60	1	827	584	21	<1.0	5.0	3.1	110.0	17.0	4.6	<2.0	20.70	37.30	18.00	3.66
	La Carpa	S-38	21	11	17	7	79	76	3	864	623	21	<1.0	5.0	3.0	92.0	16.0	3.0	2.2	15.00	26.70	14.70	3.40
		S-35	29	12	24	10	103	58	<1	708	793	20	<1.0	5.0	2.5	78.0	12.0	4.2	<2.0	15.90	36.10	na	3.82
	Michiquillay Region	S-36	12	8	15	8	95	64	2	893	625	18	<1.0	6.0	2.9	82.0	11.0	4.3	2.7	16.70	32.90	na	3.54
		S-58	43	20	17	13	123	60	3	622	619	19	<1.0	4.0	2.3	84.0	12.0	3.7	<2.0	15.10	31.40	na	3.41
		S-59	28	12	22	13	118	60	2	671	708	19	<1.0	4.0	2.7	81.0	15.0	4.5	<2.0	17.20	36.40	16.90	3.49
		S-59 (Duplicate 1)	24	13	32	13	119	60	1	660	711	18	<1.0	4.0	2.3	87.0	14.0	4.3	<2.0	16.80	35.40	na	3.47
		S-59 (Duplicate 2)	103	14	12	13	117	60	2	658	705	19	<1.0	5.0	3.2	84.0	15.0	4.1	<2.0	16.00	32.20	na	3.59
		S-60	7	6	15	7	87	52	<1	766	774	20	<1.0	6.0	2.8	87.0	11.0	4.1	<2.0	17.50	37.10	na	4.01
	Galeno Prospect	S-T4	175	46	23	18	146	90	3	344	532	20	<1.0	4.0	2.5	67.0	16.0	3.8	<2.0	14.70	29.70	15.60	3.46
Miocene Mineralised Centres	Michiquillay Prospect	S-H22(244)	5	4	24	10	79	100	3	529	230	21	<1.0	6.0	3.0	95.0	16.0	6.2	<2.0	17.50	37.40	na	3.56
		S-H22(176)	45	13	23	10	90	51	1	668	690	18	1.5	7.0	3.0	70.0	14.0	5.8	<2.0	16.90	35.60	16.90	3.40
		S-H22(180)	42	12	22	10	94	75	2	582	600	20	1.2	7.0	3.1	82.0	12.0	6.1	<2.0	16.90	33.90	15.80	2.91
	Minas Conga Prospect	S-Chail	33	9	21	8	72	72	<1.0	723	643	19	1.2	5.0	3.4	93.0	13.0	6.1	<2.0	19.30	37.70	17.40	3.28
		S-Hualy	41	11	14	8	116	33	1	473	615	20	<1.0	6.0	3.0	63.0	13.0	5.8	<2.0	17.20	33.90	16.30	3.18
	Galeno Prospect	S-T1	35	10	21	6	80	165	4	630	295	18	<1.0	6.0	2.7	99.0	13.0	3.8	<2.0	14.40	30.40	16.20	3.40
		S-T2	35	5	20	6	79	81	5	606	491	18	1.3	7.0	3.2	85.0	11.0	4.6	<2.0	19.60	39.90	20.10	3.77
		S-T3	46	8	21	6	68	88	2	794	528	20	<1.0	7.0	2.4	62.0	10.0	5.1	<2.0	16.40	32.50	15.50	2.97
	Minas Carpa	S-M Carpa	35	6	22	8	87	87	3	617	433	20	<1.0	7.0	3.2	93.0	14.0	6.3	<2.0	18.30	36.80	17.10	3.28
	Yanacocha	S-CLL5	44	5	26	5	68	83	<1	895	805	20	1.0	2.0	3.6	94.0	7.0	6.1	<2.0	20.20	39.00	16.50	2.62

Las unidades de los elementos traza está dado en partes por millón (ppm)

ANEXO III: Datos geoquímicos de elementos traza (Davies,2002)

Suite	Locality	Sample No.	Eu	Tb	Ho	Yb	Lu
Miocene Barren Intrusive Units	Aurora Patricia	S-11	1.03	0.5	0.6	1.3	<0.20
	La Carpa	S-38	0.75	0.5	na	0.9	<0.20
		S-35	1.23	0.5	na	0.9	<0.20
		S-36	1.06	0.5	na	0.9	<0.20
	Michiquillay Region	S-58	1.03	0.50	na	1.1	<0.20
		S-59	0.98	0.5	0.6	1.2	<0.20
		S-59 (Duplicate 1)	0.92	0.6	na	1.1	<0.20
		S-59 (Duplicate 2)	0.99	0.6	na	1.3	<0.20
		S-60	1.16	0.5	na	0.9	<0.20
		Galeno Prospect	S-T4	1.17	0.6	0.7	1.3
Miocene Mineralised Centres		S-H22(244)	0.94	0.5	na	1.2	<0.20
	Michiquillay Prospect	S-H22(176)	1.03	0.5	0.5	1	<0.20
		S-H22(180)	0.89	0.4	0.5	0.9	<0.20
	Minas Conga Prospect	S-Chail	0.95	0.5	0.6	1.20	<0.20
		S-Hualy	0.80	0.5	0.5	1.1	<0.20
		S-T1	0.98	0.5	0.5	0.9	<0.20
	Galeno Prospect	S-T2	0.96	0.5	0.5	0.8	<0.20
		S-T3	0.89	0.4	0.4	0.8	<0.20
	Minas Carpa	S-M Carpa	1.06	0.5	0.5	1.1	<0.20
	Yanacocha	S-CLL5	0.78	0.3	0.4	0.6	<0.20

Las unidades de los elementos traza está dado en partes por millón (ppm).

ANEXO IV: Datos geoquímicos de elementos traza

Elemento	Ba	Ce	Cs	Dy	Eu	K	La	Lu	Nb	Nd	P	Pb	Rb
Unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm
Metodo	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A
Limite Detec.	0.5	0.1	0.1	0.05	0.05	0.01	0.1	0.05	1	0.1	0.01	5	0.2
Limite Superior	10000	10000	10000	1000	1000	25	10000	1000	10000	10000	10000	10000	10000
HL-141007-001	1045.5	91.2	0.2	3.21	1.57	4.45	55.4	0.27	19	66.4	0.25	914	4.3
HL-141007-002	66.3	12.4	0.4	0.51	0.13	0.13	5.3	0.07	4	4.9	0.02	86	1
PER-171007-001	27.6	4.3	0.3	0.16	0.06	0.22	2.9	<0.05	3	1.3	0.02	44	5.7
PER-171007-004	10.5	2	1.1	0.17	<0.05	0.03	2	<0.05	<1	0.7	0.05	43	1
CHA-171007-006	18.3	47.9	3.3	4.13	0.87	0.08	27.6	0.34	4	35	0.17	27	3.1
CHA-171007-012	513.6	18.4	1.3	1.59	0.63	2.47	11.3	0.15	6	10.3	0.08	19	58.4
CHA-171007-013	19.7	41.1	5.1	3.99	0.91	0.08	20.9	0.44	6	16.2	0.71	8	2.9
CHA-171007-008	20.9	15.9	1.1	0.84	0.33	0.33	9.5	<0.05	2	7.3	0.05	7	9
GAL-141007-005	242.8	23.2	2	2.28	0.72	3.88	20.9	0.19	11	16.9	0.03	174	144.4
GAL-141007-003	284.9	50.1	1.1	3.37	0.74	8.48	22.3	0.27	13	12.1	0.04	86	209.8
GAL-141007-004	112.3	20.5	1.3	2.41	0.63	3.46	15.5	0.21	7	12.9	0.04	498	106.8

ANEXO IV: Datos geoquímicos de elementos traza

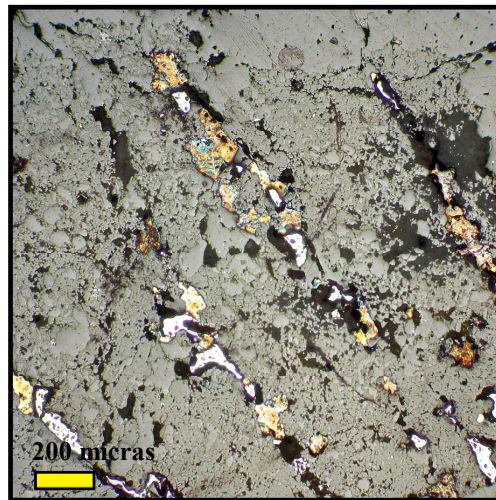
Elemento	Sm	Sr	Th	Ti	U	Y	Yb	Zr
Unidad	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm
Metodo	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A	ICM90A
Limite Detec.	0.1	0.1	0.1	0.01	0.05	0.5	0.1	0.5
Limite Superior	1000	10000	1000	25	1000	1000	1000	10000
HL-141007-001	8.3	1161.8	11.2	0.45	5.01	8.9	1.6	164.5
HL-141007-002	1	54.5	1.3	0.15	0.87	2.9	0.4	131.1
PER-171007-001	0.2	20.6	0.6	0.03	0.13	0.6	<0.1	4
PER-171007-004	0.1	4.5	0.7	0.01	2.93	1	0.1	3
CHA-171007-006	4.3	166.2	5.2	0.17	11.31	34.1	2.3	63.9
CHA-171007-012	1.9	519.9	2.6	0.2	1.77	9.2	0.8	51.6
CHA-171007-013	3.2	264.3	3.3	0.12	6.1	37.7	3	197
CHA-171007-008	1.4	8.4	0.9	0.05	0.15	5	0.3	6
GAL-141007-005	2.8	18.6	2.6	0.42	1.89	12.5	1.2	110.3
GAL-141007-003	3.6	79.8	4.1	0.6	2.2	18.2	1.9	116.8
GAL-141007-004	2.6	28.7	2.3	0.26	1.41	15.7	1.4	83.2

Anexo V: Cocientes de isótopos de plomo en las calizas y depósitos minerales de la región de Cajamarca

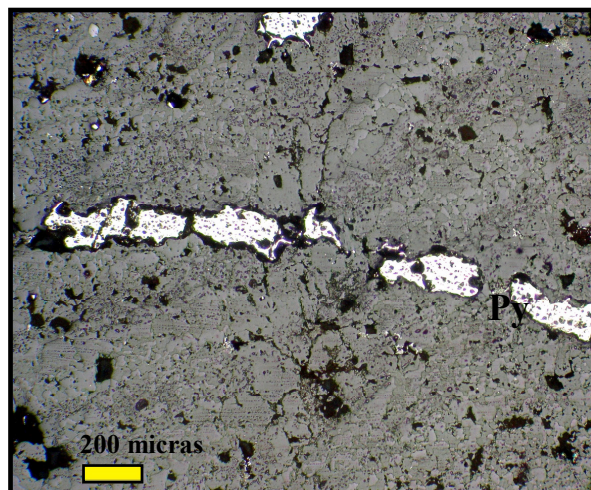
Código de Muestra	Material Analizado	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	Error % (1s)	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	Error % (1s)	²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	Error % (1s)
Cha-171007-008	Pirita	18.725	0.005	15.633	0.006	38.624	0.007
Cha-171007-010	Pirita	18.723	0.049	15.636	0.048	38.678	0.065
Per-171007-003	Pirita	18.758	0.038	15.612	0.036	38.606	0.037
Per-171007-004	Pirita	18.769	0.020	15.622	0.018	38.624	0.019
Gal-141007-003	Pirita	18.784	0.022	15.675	0.022	38.772	0.026
Gal-141007-005	Pirita	18.831	0.080	15.728	0.061	38.942	0.073
HI-141007-004	Pirita	18.725	0.007	15.622	0.006	38.614	0.006
Cha-161007-003	RT- Caliza	19.831	0.007	15.738	0.007	39.079	0.007
M1	RT- Caliza	20.936	0.016	15.856	0.016	39.754	0.017
M2	RT- Caliza	19.889	0.014	15.763	0.013	38.985	0.014
Cha-171007-009	RT-Pórfido	18.748	0.006	15.617	0.006	38.616	0.007
Per-171007-002	RT-Pórfido	18.785	0.006	15.619	0.007	38.651	0.008
Gal-141007-001b	RT-Pórfido	19.004	0.008	15.627	0.008	38.633	0.008
HI-141007-002	RT-Pórfido	18.816	0.009	15.625	0.010	38.661	0.010

Correcciones isotópicas corregidas para fraccionamiento isotópico de 0.11%u.m.a para todas las razones ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. Las razones ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb fueron corregidas para 0.07% u.m.a

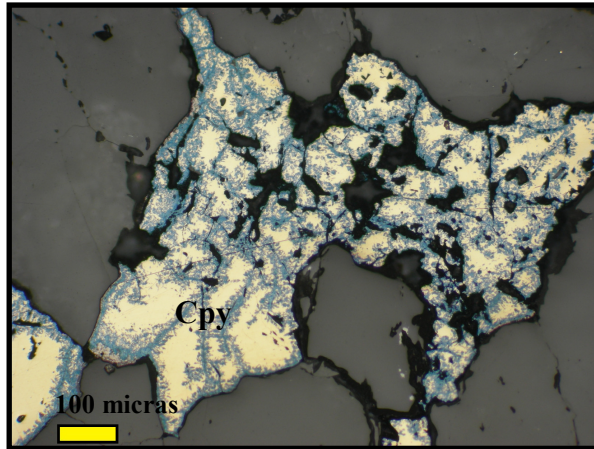
Anexo VI: Secciones pulidas de los pórfidos El Galeno y Minas Conga



A) **Gal-141007-002:** Pirita, calcopirita y débil alteración de calcopirita a covelita, alineados en pequeñas microfracturas. Pirita y calcopirita presentan textura oquerosa y forma anhedral.



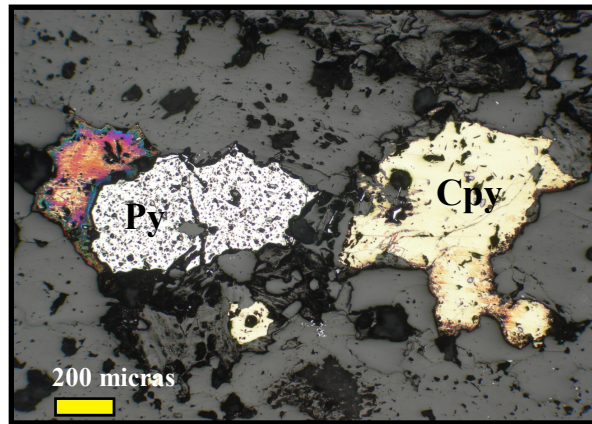
B) **Gal- 141007-002:** Pirita con textura oquerosa y forma anhedral siguiendo una microfractura.



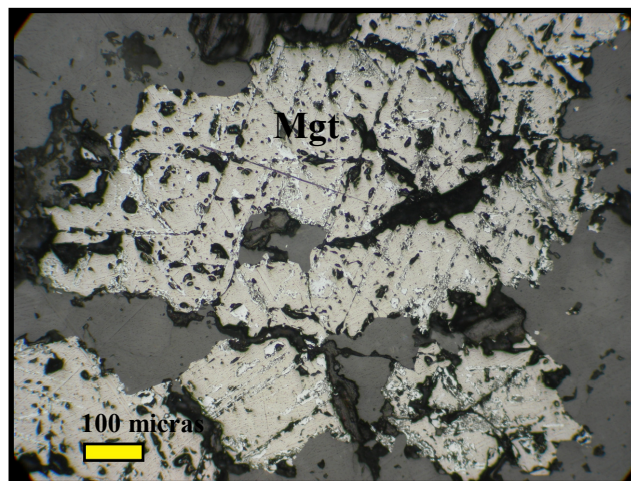
C) **Gal-141007-001A** : Calcopirita de forma anhedral y con débil textura oquerosa. Presenta alteraciones a covelita (colores azulados), especialmente en los bordes de las microfracturas y en los bordes del mismo mineral.



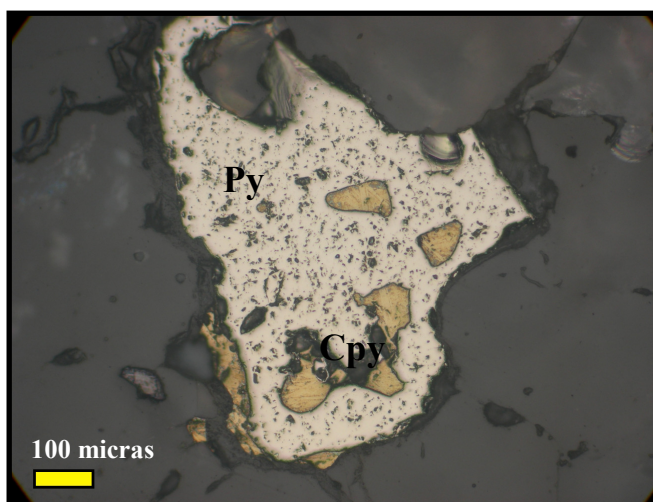
D) **Gal-141007-001A** : Pirita con textura oquerosa y forma anhedral, sin relleno de ningún otro mineral, poco fracturada. Las oquedades se presentan en dos tamaños diferentes.



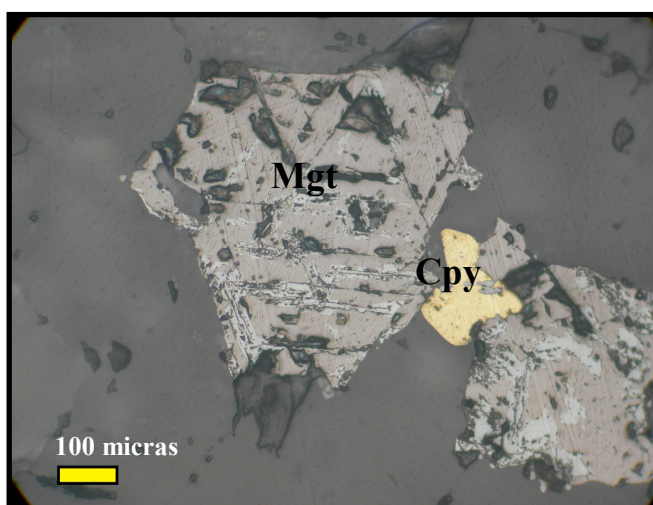
E) **Cha-171017-007**: Pirita, calcopirita fresca y calcopirita con alteración a covelita. La pirita presenta textura oquerosa, la calcopirita presenta débil textura oquerosa. Ambos minerales tienen forma anhedral.



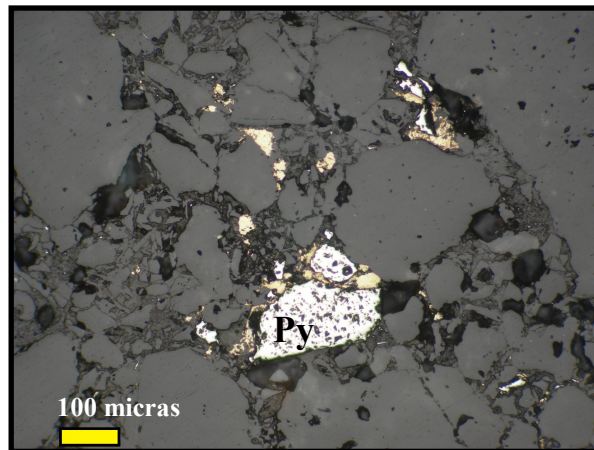
F) **Cha-171017-007**: Magnetita con moderada textura oquerosa, forma anhedral y moderadamente fracturada, presente en la alteración potásica del pórfido Chailhuagón.



G) **Cha-171007-007**: Pirita com textura oquerosa, de forma anhedral. Presenta calcopirita relleno de algunas oquedades. Se observa calcopirita bordeando los bordes de la pirita.



H) **Cha- 171007-007** : Magnetita com débil textura oquerosa presente en la alteración potásica del pórfido. Forma anhedral. Se observa clivaje característico de la magnetita. Grano de calcopirita de forma anhedral bordeando los bordes de la magnetita.



I) **Per-171007-001:** Pirita con textura oquerosa, forma anhedral y débilmente fracturada. Presenta calcopirita relleno de las fracturas.