

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
FACULTAD DE INGENIERIA GEOLOGICA MINERA Y METALURGICA



**“CARACTERIZACION PETROQUIMICA DE MAGMAS Y SU
RELACION CON LA FORMACION DE YACIMIENTOS EN EL
NORTE DEL PERU”**

INFORME DE SUFICIENCIA

**PARA OPTAR EL TITULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEOLOGO**

**PRESENTADO POR
HENRY MONTANO VELA**

LIMA – PERU

2010

DEDICATORIA

Dedico el presente trabajo a mi familia, mis padres Rut y Celestino, mis hermanos Miriam, Víctor y Alex; y mi esposa Jenny, que son el motor para lograr mis metas.

CONTENIDO

RESUMEN

AGRADECIMIENTOS

CAPITULO I: INTRODUCCION

1.1	Ubicación del área de estudio	2
1.2	Planteamiento del problema	4
1.3	Objetivos del estudio	6
1.4	Metodología del trabajo	6
1.5	Estudios anteriores	7

CAPITULO II: MARCO GEOLOGICO REGIONAL

2.1	Estratigrafía	9
2.2	Tectónica	19
2.3	Geología estructural	23
2.4	Geología económica	25

CAPITULO III: TOMA DE MUESTRAS DE ROCAS VOLCANICAS E

INTRUSIVAS

3.1	Selección de lugares de muestreo	29
3.2	Cantidad de material	29

3.3	Calidad de material	30
3.4	Descripción de las muestras	31
3.5	Control de calidad	32

CAPITULO IV: ANALISIS DE LABORATORIO

4.1	Métodos analíticos usados	33
4.2	Otros métodos analíticos	34

CAPITULO V: MAGMATISMO Y GEOQUIMICA

5.1	Marco teórico	
5.1.1	Introducción	36
5.1.2	Magmatismo de arco	36
5.1.3	Clasificación de elementos	39
5.1.3.1	Elementos mayores	40
5.1.3.2	Elementos traza	40
5.1.3.3	Variación de elementos mayores	41
5.1.3.4	Variación de elementos traza	42
5.2	Unidades magmáticas	44
5.3	Diagramas con elementos mayores	46
5.4	Diagramas con elementos traza	50
5.4.1	Diagrama de tierras raras	51
5.4.2	Diagrama de cocientes	55

5.4.3	Modelamiento de fusión parcial	68
5.5	Análisis espacial	75
CAPITULO VI:	DISCUSION	79
	CONCLUSIONES	81
	RECOMENDACIONES	84
	BIBLIOGRAFIA	85
	ANEXO A1: Data geoquímica de roca total	

RELACION DE FIGURAS

- Figura 1.1** Mapa de ubicación del área de estudio.
- Figura 1.2** Grafico contenido de oro (Moz Au) versus tiempo (Ma) en depósitos del norte del Perú. Modificado de McEwan et al. (2006).
- Figura 2.1** Columna estratigráfica del norte del Perú mostrando la ubicación en el tiempo de los principales yacimientos.
- Figura 2.2** Mapa geológico del norte del Perú mostrando la ubicación espacial de los principales tipos de yacimientos.
- Figura 2.3** Geometría de discontinuidades de densidad debajo del margen continental Sudamericano.
- Figura 2.4** Marco tectónico del norte del Perú, con la tonelaje (Au y Cu) de los depósitos tipo alta sulfuración (AS) y pórfido de cobre (PC).
- Figura 2.5** Mapa estructural con plegamientos, fallas principales y alineamientos.
- Figura 5.1** Gráfico modificado a partir de Richards (2003). Zona de subducción y arco continental, con deshidratación de corteza oceánica subductada que conlleva a la hidratación del manto.
- Figura 5.2** (A) Arco magmático inmaduro en corteza continental delgada (25-45 km), mostrando su composición. (B) Arco magmático maduro en corteza continental gruesa (>50 km), mostrando eclogita en la base de la corteza continental, que es un material más denso que el manto litosférico. Modificado de Rabia (2008).
- Figura 5.3** Gráfico carga iónica versus radio iónico, mostrando los elementos compatibles (inferior izquierdo) e incompatibles (superior derecho). Modificado de Worner y Mamani (2008)
- Figura 5.4** Ubicación de muestras en el área de estudio, clasificados por unidades magmáticas.
- Figura 5.5** Diagrama Sílice versus Álcalis Total, a partir de Cox et al (1979) adaptado por Wilson (1989).

- Figura 5.6** Diagrama de variación de Sílice versus K_2O (Cox et al., 1979) para rocas de la unidad Yanacocha.
- Figura 5.7** Diagrama de variación de Sílice versus K_2O para rocas subalcalinas a partir de diagrama de Percerillo y Taylor (1976).
- Figura 5.8** Diagrama multielementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), ordenados del más joven al más antiguo.
- Figura 5.9** Diagrama multielementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), para cada unidad magmática.
- Figura 5.10** Diagrama multielementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), para unidad magmática Yanacocha asociadas a la fase de alteración y mineralización (9-13 Ma) y fase “estéril” (13-19 Ma).
- Figura 5.11** Diagrama de Sr/Y versus Y, mostrando la evolución en el tiempo de la rocas desde un arco normal (rocas calcoalcalinas) hacia el campo adakítico (“*adakite-like*”).
- Figura 5.12** (A) Diagrama de Sm/Yb (tierras raras pesadas) normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) versus Sr/Y, con minerales residuales, espesor y composición cortical, y profundidad de asimilación aproximados a partir de trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani (2009). (B) Cociente La/Yb versus Y mostrando valores de espesor cortical a partir de Hildreth y Moorbath (1988), para validar valores de espesor de gráfico A.
- Figura 5.13** Diagrama de ratios (A) Sm/Yb y (B) La/Sm normalizados al condrito, (C) Dy/Yb, (D) La/Yb, (E) Sr/Y y (F) (Eu/Eu*)/Yb versus el contenido de sílice en las diferentes unidades magmáticas asociadas a mineralización de depósitos de alta sulfuración y porfiríticos.
- Figura 5.14** Diagramas de cocientes (A) Sr/Y y (B) Sm/Yb normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) versus edad de las rocas y su relación con las fases tectónicas (franja vertical blanca) y engrosamiento de la corteza en el tiempo.

- Figura 5.15** Convergencia entre placas de Nazca y Sudamericana en la latitud 7°S, con evolución tectónica y principales depósitos. Modificado de Somoza y Ghidella (2005).
- Figura 5.16** Diagrama de Sm/Yb (A) y Sr/Y (B) versus Eu/Eu*.
- Figura 5.17** Diagrama de Sm/Yb (tierras raras pesadas) normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) versus Sr/Y, mostrando los porcentajes de fusión parcial del manto o magma primitivo para diferentes composiciones mineralógicas.
- Figura 5.18** Diagrama de fusión parcial para rocas del Volcánico Yanacocha.
- Figura 5.19** Modelo genético conceptual de formación de depósitos porfiríticos Miocénicos de los Andes Centrales asociados a magmas hidratados y engrosamiento de corteza continental en una zona de subducción. Modificado a partir de Kay et al. (1999).
- Figura 5.20** Mapa de las anomalías Bouguer y los dominios geotectónicos del Perú, mostrando el área de estudio que contiene a los dominios Olmos y Cordillera Occidental. Tomado de Mamani et al. (2009) y Carlotto et al. (2009).
- Figura 5.21** Mapa geológico del norte del Perú, mostrando la variación espacial de cocientes Sm/Yb normalizado al condrito.
- Figura 5.22** Mapa geológico del norte del Perú, mostrando la variación espacial de cocientes Sr/Y.

RELACION DE FOTOS

- Foto 2.1** Grupo Goyllarisquizga sobreyaciendo en discordancia angular al Volcánico Oyotún.
- Foto 2.2** Formación Cajamarca en ligera discordancia angular sobre el Grupo Quilquiñán, en la localidad de La Encañada, Cajamarca.

Foto 2.3 Discordancia angular entre las capas de la Fm. Pariatambo, cubiertas por los volcánicos Llama. Localizada en el camino de Chilete a Contumazá. Foto modificada a partir de Navarro y Monge (2008).

RELACION DE TABLAS

Tabla 2.1 Resumen de depósitos porfiríticos Miocénicos.

Tabla 2.2 Resumen de depósitos epitermales Miocénicos.

Tabla 5.1 Variación de rangos de valores de cocientes de elementos traza de las unidades magmáticas Yanacocha y Minas Conga.

Tabla 5.2 Predicciones de azimuth y velocidad de convergencia promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana en el norte (latitud 7°S) del Perú (Somoza y Ghidella, 2005).

RESUMEN

El propósito de este trabajo es la caracterización petroquímica de magmas del norte del Perú a partir de análisis de muestras de rocas volcánicas e intrusivas, de tal manera que se puedan definir áreas a escala distrital y regional con señal de magma fértil para mineralización de depósitos hidrotermales de Au-Cu, tomando como modelos los magmas asociados a la mineralización en las Franjas de Maricunga (Kay, S. y Mpodozis, C., 1999), El Indio en Chile (Camus, F., 2003), y otros.

Se recolectaron 37 muestras de roca en campo cuyos resultados de petroquímica, junto a otras 67 muestras compiladas de otros autores, se procesaron y analizaron para determinar sus firmas litogeoquímicas, en ambos casos las muestras pertenecen a intrusivos y volcánicos frescos del norte del Perú. La secuencia del trabajo fue realizar: (1) Diagrama de álcalis total versus sílice, para determinar la composición de rocas; (2) Diagramas “spider” o multielementos, para distinguir grupos de magmas con similares características; (3) Diagrama de ratios de tierras raras, para determinar fertilidad de magmas; (4) Diagramas de fusión parcial y contaminación, para determinar los porcentajes de fusión del magma y de contaminación cortical; (5) Diagramas para determinar señal “*adakite-like*”, que también indican tanto la fertilidad del magma como la evolución en el tiempo de los magmas desde un arco normal a un campo adakítico; (6) Finalmente, un análisis espacial de los resultados de las muestras en un mapa temático (GIS), para determinar los targets o áreas con alto potencial para explorar por depósitos hidrotermales de Au-Cu (pórfidos y epitermales).

Ambientes tectónicos compresivos, alzamiento, hidratación, composición y engrosamiento de corteza continental pueden ser registrados por la geoquímica de magmas, y son los que podrían favorecer la formación de depósitos porfiríticos y epitermales del norte del Perú.

En el distrito Yanacocha se tienen variaciones en el diagrama de cocientes Sm/Yb versus Sr/Y porque las profundidades de asimilación fueron distintas, con la fase Yanacocha relacionada a mineralización (13-9 Ma) con corteza más gruesa que la fase pre-mineralización (19-13 Ma). Además a nivel regional, en el norte del Perú hay dos marcados periodos de engrosamiento cortical a los 24 y 17 Ma coincidentes el emplazamiento y las fases de mineralización de los principales depósitos porfiríticos de la región. Así mismo, muchas muestras del distrito Yanacocha caen entre el límite de los campos de arco normal y adakítico.

Con este estudio se determinó que el distrito de Yanacocha, las áreas de Llama, Chongoyape, Chetilla, Sipán y Colpayoc muestran señal de fertilidad magmática.

El estudio de caracterización geoquímica constituye una herramienta más en la exploración para ser usada como criterio en la selección de áreas a escala distrital y regional.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera agradecer a la Compañía Minera Barrick Misquichilca por darme la oportunidad de desarrollar este trabajo. En ese sentido mis agradecimientos a Craig McEwan (Jefe de Geólogos Sudamérica) y Raul Guerra (Gerente de Exploraciones Sudamérica), quienes me permitieron realizar las investigaciones a partir de datos de esta compañía. Así mismo, agradecer a Walter Rodríguez (Ex-Gerente de Exploraciones Perú) quien me apoyo inicialmente en el desarrollo de esta tesina y a Cesar Aguirre (Gerente de Exploraciones Perú) que contribuyo con la primera corrección a este trabajo

De igual manera, este trabajo no hubiese sido posible sin el apoyo de mis colegas geólogos de Minera Barrick Misquichilca, Teresa Guevara, Jesus Amambal, Luis Bocanegra y Enrique Fernandez, quienes también participaron en la recolección de información bibliográfica y muestras de campo durante los últimos tres años, y ayudaron en las discusiones e interpretación de los resultados geocronológicos y petroquímicos.

A mis asesores de la Universidad Nacional de Ingeniería, Dr. Rolando Carrascal e Ing. Nora Revollé por la revisión, corrección y sugerencias al presente estudio.

Un especial agradecimiento a mi asesora externa Dra. Mirian Mamani, quien con sus enseñanzas en petroquímica fue quien me motivo a realizar este estudio, y que compartió parte de su tiempo en corregir la tesina así como compartir sus conocimientos durante las reuniones que tuvimos.

CAPITULO I

INTRODUCCION

El norte del Perú comprende distritos mineros conteniendo yacimientos tipo pórfido (Cu-Au, Cu-Mo) y epitermales (Au) con proyectos y depósitos de clase mundial, tales como Minas Conga (7 Moz Au; Singer et al., 2008), Cerro Corona (5.6 Moz Au; Singer et al., 2008), La Granja (12 Mt Cu fino; Camus, 2007) y Yanacocha (70 Moz Au; Camus, 2007), siendo este último el depósito de “alta sulfuración” más grande en el mundo y el primer productor de oro en Sudamérica (Longo, 2005). Estas ocurrencias han motivado a muchas compañías de exploración a invertir dinero y tiempo para realizar trabajos de exploración a escala regional y local en dichas áreas, principalmente en intrusivos y secuencias volcánicas Miocénicas. Precisamente, el Grupo Calipuy que son secuencias volcánicas Miocénicas hospedan grandes yacimientos epitermales (Yanacocha, Pierina y Lagunas Norte). De igual manera, intrusivos se han emplazado y exhumado durante el Mioceno para formar yacimientos porfiríticos (La Granja, Cañariaco, Minas Conga, Cerro Corona, Michiquillay y El Galeno).

Los depósitos tipo pórfido son considerados importantes fuentes de metales y están asociados a complejos plutónicos someros emplazados en arcos magmáticos de margen de placas convergentes, es así que hay muchos estudios geofísicos y geoquímicos orientados al entendimiento de la formación de estos depósitos. Estos estudios han demostrado la influencia de los procesos magmáticos e hidrotermales así como la tectónica regional durante la formación de estos depósitos. De hecho los procesos tectónicos y magmáticos pueden influenciar en el tamaño y ubicación de un sistema porfirítico (Tosdal y Richards, 2001). Así, en un ambiente compresivo se produce un acortamiento tectónico, que genera un engrosamiento cortical, produciendo un levantamiento, y subsecuentemente erosión, estos procesos formaran un ciclo que será registrada por la geoquímica de los magmas (Rabia, 2008).

En este estudio, se hace una revisión la formación de magmas en el arco magmático y su registro geoquímico a través del tiempo. El cambio de la geoquímica del magma es muy importante como indicador del momento crítico en que se produce la mineralización en los sistemas porfiríticos (Rabia, 2008). Procesos hidrotermales y magmáticos tardíos, que finalmente son los que controlan la formación de depósitos porfiríticos (Richards, 2003), no son considerados en este estudio.

1.1 Ubicación del área de estudio

Geográficamente el área de trabajo esta ubicado en el norte del Perú entre las longitudes 78°50' - 79°30' W y latitudes 5°45' - 7°30' S, y corresponden a las hojas 12 e-f, 13 e-f, 14 e-g y 15 e-g de la Carta Geológica Nacional (Escala: 1/100000),

aproximadamente entre los distritos de Contumaza y Pomahuaca. Morfológicamente pertenece a la Cordillera Occidental de los Andes Peruanos.

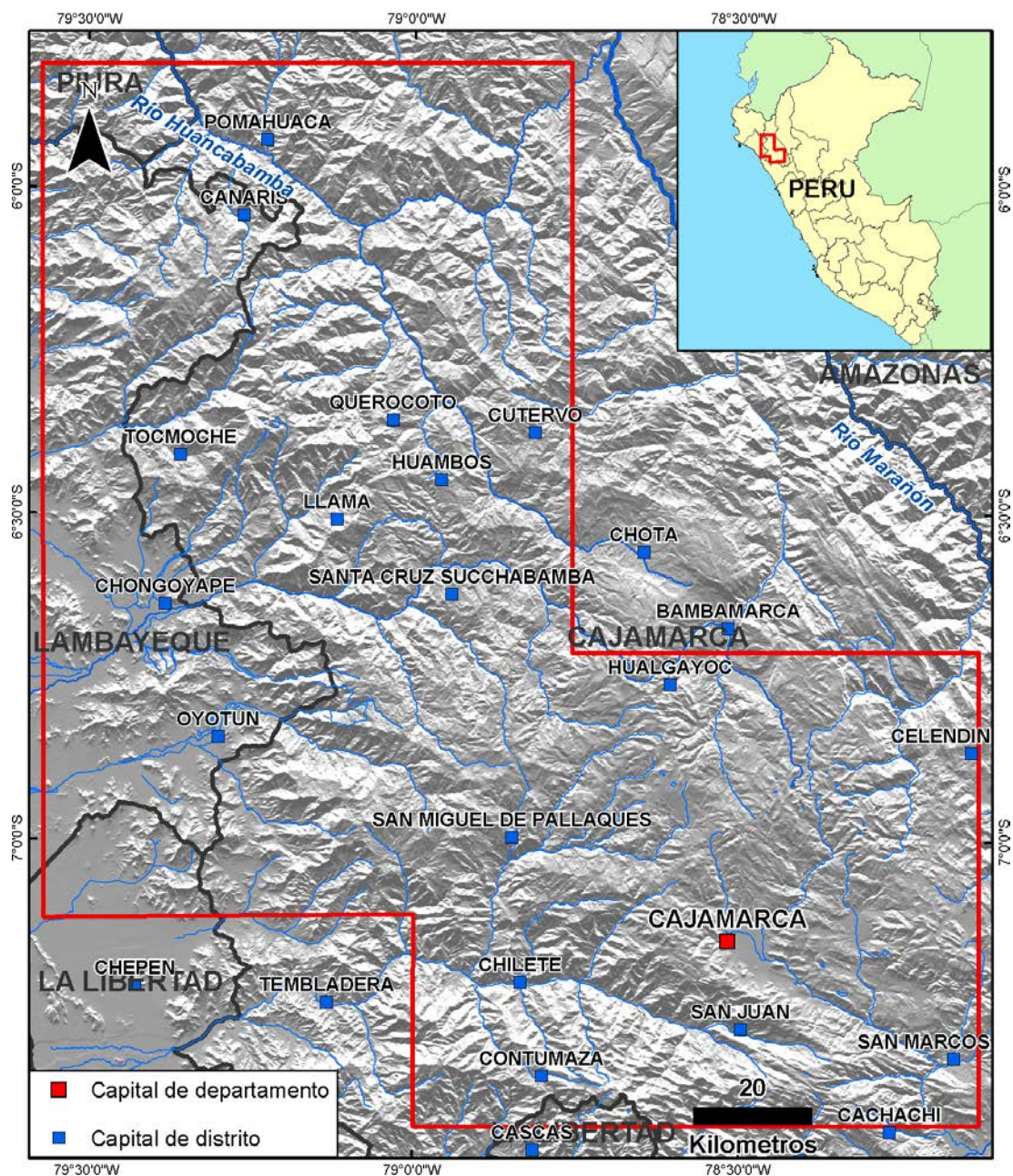


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio.

1.2 Planteamiento del problema

- Es conocido que la franja norte del Perú contiene depósitos metálicos con los mayores contenidos de oro en Sudamérica (124 Moz Au; Camus, 2007; Figura 1.2), estos depósitos están asociados a rocas ígneas y volcánicas del Neógeno con edades desde 24 a 7 Ma. Durante este periodo geológico, se ha tenido la mayor producción de magmas félsicos debido al engrosamiento cortical de los Andes (Mamani et al., 2009) y muchos de estos magmas bajo diferentes condiciones de presión y temperatura durante el engrosamiento cortical dieron lugar a la formación de yacimientos epitermales y pórfidos (Kay et al., 1999). Estos magmas a lo largo de los Andes tienen diferentes firmas geoquímicas y estas variaciones no solo están controladas por los cambios de presión y temperatura, otro factor importante es la profundidad de asimilación de estos magmas (Mamani et al., 2009; Annen et al., 2006). Debido a la cantidad de estudios realizados en esta franja, se tiene suficiente información geológica, geoquímica y geocronológica disponible para distintos yacimientos. No hay estudios regionales haciendo una relación del tipo de magma y sus respectivas ocurrencias metálicas. Durante la formación de magmas se desarrollan rocas productoras (“fértiles”) y no productoras (“estériles”), el gran reto es encontrar herramientas que ayuden a distinguir estos magmas, recientes estudios han demostrado que existe estas relaciones, por ejemplo, Bissig et al. (2009) para el centro del Perú hace una relación de algunos yacimientos pero con muy poca data geoquímica.
- Es importante entonces, determinar qué controla las variaciones en las firmas o huellas geoquímicas de estas rocas en el norte de Perú. Entender que controla estas variaciones geoquímicas, será una herramienta en la exploración

geoquímica y servirá para seleccionar nuevas áreas con alto potencial minero. También interesa hacer la relación entre los procesos tectónicos y magmáticos, ya que ambos son responsables para generación y liberación de fluidos relacionados a mineralización.

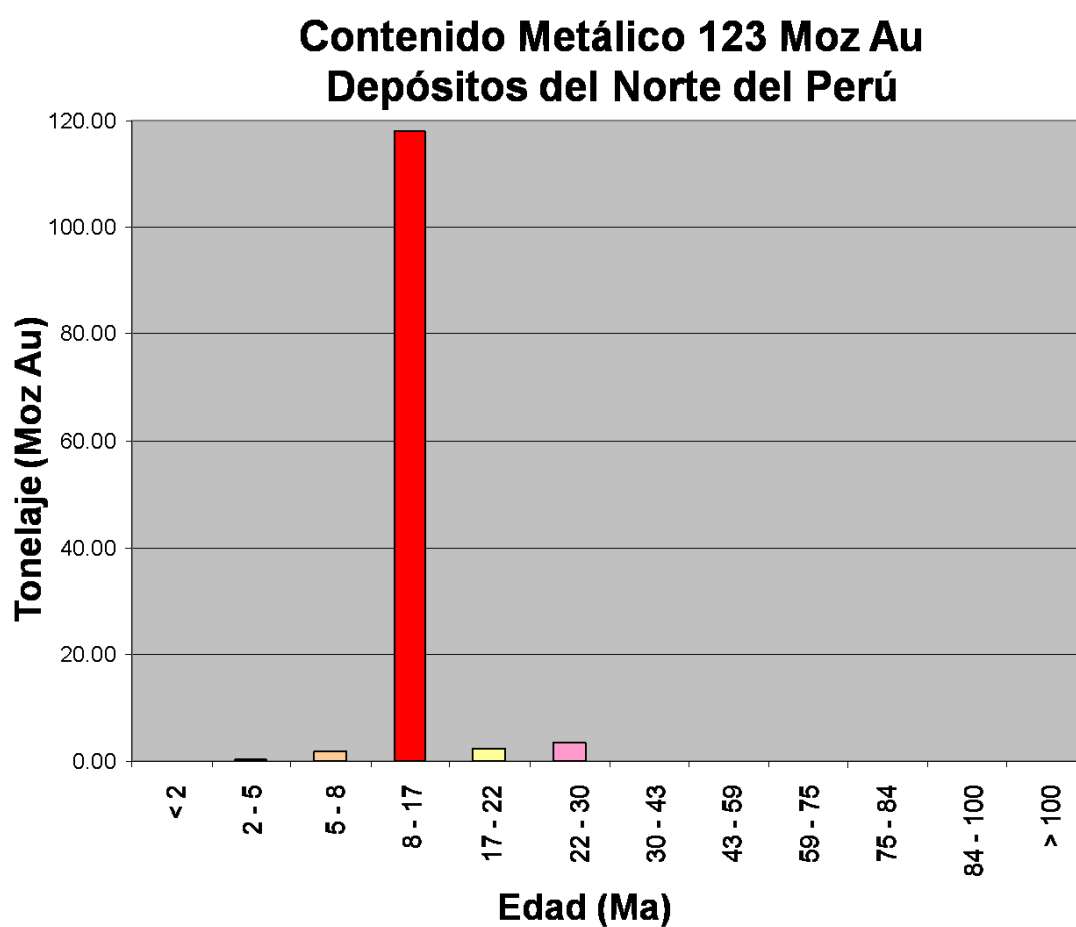


Figura 1.2 Grafico contenido de oro (Moz Au) versus tiempo (Ma) en depósitos del norte del Perú. Modificado de McEwan et al. (2006).

1.3 Objetivos del estudio

- Caracterizar rocas volcánicas e intrusivas de los principales yacimientos epitermales y porfiríticos del norte del Perú, compararlas entre ellas y con otras rocas del área de estudio.
- Encontrar rocas con firma geoquímica favorable para la mineralización de estos depósitos de tal manera que se obtenga nuevas áreas o blancos de exploración a nivel regional.
- Se presenta el informe de suficiencia para obtener el título de ingeniero geólogo.

1.4 Metodología del trabajo

Se ha ejecutado un plan de estudios de petrología, geocronología y litogeoquímica del norte del Perú a lo largo de dos años. Se han realizado trabajos de campo (muestreo, mapeo de volcánicos e intrusivos Miocénicos) y laboratorio, se obtuvieron 37 muestras para análisis por roca total de intrusivos y volcánicos, 13 de ellas con estudios de datación. Se obtuvieron a partir de tablas de petroquímica (roca total) y datación de las tesis doctorales de Richard Davies (2002) y Anthony Longo (2005) datos de 61 muestras pertenecientes principalmente al distrito minero de Yanacocha, haciendo un total de 98 muestras para análisis e interpretación del presente estudio. Se asignó una edad inferida a las muestras que no contaban con estudios geocronológicos, tomando como referencia edades radiométricas internas, de los autores ya mencionados y de otros, como por ejemplo Noble et al. (1990) y Wipt (2006).

Después de una validación de los datos obtenidos (litogeoquímica), se realizaron diagramas de variación para los elementos mayores, de Alcalis Total versus Sílice (TAS) y contenido de Potasio versus Sílice (KS) para determinar la composición de las rocas; diagramas de variación para elementos traza, del tipo multielementos o “*spider*” para agrupar las muestras en unidades representativas; diagramas de cocientes de tierras raras para determinar magmas “fértiles” o firma “*adakite-like*” (Defant & Drummond, 1990), para ello se tomo como modelos los trabajos realizados en Chile en la Franja de Maricunga (Kay et al., 1999) y en el depósito El Indio (Camus, 2003); diagramas de modelamiento de fusión parcial, para determinar los porcentajes de fusión del magma.

Finalmente se hizo un análisis espacial de los resultados de las muestras en un mapa temático (GIS), para determinar los “*targets*” o áreas con alto potencial para explorar por depósitos hidrotermales de Au-Cu (pórfidos y epitermales) en el norte del Perú.

1.5 Estudios anteriores

Sin lugar a duda, la zona norte de Perú ha sido y es hasta ahora una de las áreas más exploradas por las diferentes compañías debido a su potencial minero, es por ello que se han elaborado diferentes trabajos de investigación principalmente en el distrito de Yanacocha. En los últimos diez años se han desarrollado estudios destinados a caracterizar geoquímicamente este distrito con la finalidad de determinar su evolución magmática y asociarlo a la mineralización. A continuación se lista los estudios más importantes:

- Davies (2002) elaboró un estudio que comprendía información de datación, geoquímica y geología estructural con el fin de determinar la evolución magmática, tectónica y metalogénica del distrito minero de Cajamarca, con datos de muestras de Yanacocha, Michiquillay, El Galeno y Minas Conga.
- Longo (2005) realizó un trabajo que incluía la duración de la actividad hidrotermal y magmática, estratigrafía y variación geoquímica con el tiempo de rocas volcánicas e intrusivas del distrito de Yanacocha.
- Merino (2008) desarrollo un estudio de petrología, geoquímica y geocronología de intrusivos del distrito de Yanacocha.
- Rivera (2008) por medio de isótopos de Pb, elementos mayores y traza caracterizó los pórfidos Miocénicos del norte del Perú.
- Chiaradía et al. (2009) determino que los magmas del distrito de Yanacocha maduraron a niveles profundos durante 1.4 Ma.

CAPITULO II

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

2.1 Estratigrafía

En la zona de estudio afloran las siguientes unidades (Figs. 2.1 y 2.2):

Basamento Neoproterozoico - Paleozoico: El Complejo del Marañón (Neoproterozoico), constituye uno de los bloques levantados de la serie metamórfica de la Cordillera Oriental y está compuesta por esquistos, paragneis y filitas. Cubriendo estas rocas se encuentra el Grupo Mítu (Pérmico Superior – Triásico Inferior) que contiene dos secuencias: una sedimentaria con conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas arcósicas, limolitas y lutitas; y una volcánica de color violácea con flujos de lava y tobas andesíticas y dacíticas. Hacia el flanco oeste de la Cordillera Occidental se encuentra el Complejo Olmos (Neoproterozoico, Chew et al., 2008) con esquistos gris verdoso cortados por vetas y vetillas de cuarzo blanco. Discordante a este complejo tenemos al Grupo Salas (Ordovícico) formado por conglomerados con clastos de rocas metamórficas del basamento, seguido por filitas intercaladas con tobas (Wilson, 1984).

Rocas Volcano Sedimentarias del Triásico - Jurásico: Hacia el sector Noroccidental se tienen afloramientos de la Formación La Leche (Triásico Superior) con areniscas y calizas grises oscuras carbonosas en bancos medianos y delgados, intercaladas con lutitas y calizas dolomíticas, contiene fósiles del Noriano. El Volcánico Oyotún (Jurásico Inferior) hacia el norte y flanco este de la Cordillera Occidental, se encuentra discordante a las calizas de la Formación La Leche, comprende tobas y flujos de composición andesítica y dacítica, con brechas andesíticas de color negro azulado. Hacia el sector sur se encuentra la Formación Chicama (Jurásico Superior) con una potencia de por lo menos 1500 metros, litológicamente compuesta por lutitas gris oscuras y negras generalmente con piritita intercalada con areniscas, capas lenticulares de calizas y localmente volcánicos; contiene amonites del Titoniano. La Formación Tinajones (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) llega a tener hasta 600 metros de potencia, contiene tobas bien estratificados intercalados con lutitas, cuarcitas y raras veces calizas y con abundante restos de plantas y bivalvos.

Rocas Sedimentarias del Cretáceo Inferior: En la Cordillera Occidental en el norte del Perú, el Cretácico Inferior esta representado por el Grupo Goyllarisquiza y sobreyace a la Formación Chicama. Este grupo está compuesto por las Formaciones Chimú, Santa, Carhuaz y Farrat hacia el lado occidental. La Formación Chimú (~600 m) comprende areniscas y cuarcitas blancas en bancos gruesos y medianos intercalados con niveles delgados de lutitas negras con niveles de carbón antracítico en la parte inferior. La Formación Santa (100-150 m) consiste de una intercalación de lutitas y areniscas gris oscuras con menor o casi nula presencia de calizas

margosas. Sobreyace e infrayace con una ligera discordancia paralela a las formaciones Chimú y Carhuaz, respectivamente. La Formación Carhuaz (~500m) está constituida de lutitas fosilíferas con intercalaciones de areniscas y niveles delgados de calizas hacia la base, y niveles delgados de lutitas y areniscas pardo rojizas hacia el techo. La Formación Farrat contiene bancos medianos y potentes de areniscas y cuarcitas blancas y grises blanquecinas con estratificación cruzada, intercaladas con secuencias delgadas de lutitas grises y rojizas. Esta formación se diferencia del Chimú por la ausencia de mantos de carbón. Hacia el norte y noreste de Cajamarca, sobreyaciendo discordantemente al Volcánico Oyotún, el Grupo Goyllarisquizga (Foto 2.1) se adelgaza y conforma una sola secuencia (200-500 m; Reyes, 1980) de areniscas y cuarcitas blancas de grano medio a grueso, localmente con niveles microconglomerádicos.

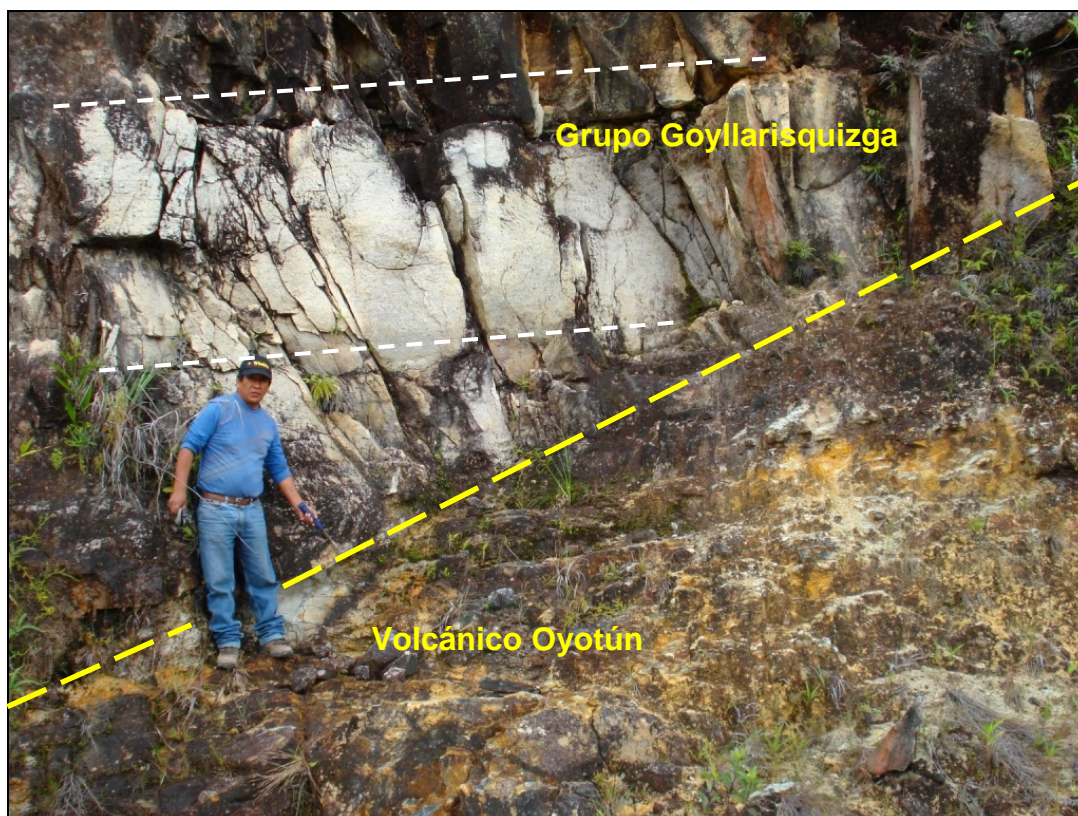


Foto 2.1 Grupo Goyllarisquizga sobreyaciendo en discordancia angular al Volcánico Oyotún.

Rocas Calcáreas del Cretáceo Superior: En el Albiano se inicia la depositación de sedimentos calcáreos (calizas y margas con menor proporción de lutitas) con las Formaciones Inca, Chulec y Pariatambo seguido de los Grupos Pulluicana y Quilquiñán y las formaciones Cajamarca y Celendín. La Formación Inca (<100 m) suprayace concordantemente a la Formación Farrat, litológicamente consta de una intercalación de areniscas calcáreas gris pardas, lutitas ferruginosas y areniscas amarillentas y rojizas. Suprayaciendo concordantemente a la Formación Farrat se encuentra la Formación Chulec (200-250 m), que consta de una secuencia fosilífera de calizas grises pardas, margas con areniscas y lutitas calcáreas; debido al intemperismo toman un aspecto terroso de color crema amarillento, que caracteriza y

diferencia de otras unidades calcáreas; contiene fósiles del Albiano Inferior y Superior. La Formación Pariatambo (150-200 m) sobreyace concordantemente a la Formación Chulec e infrayace con suave discordancia a las secuencias del Grupo Pulluicana; consiste de lutitas con niveles delgados de calizas oscuras y negras, bituminosas y con un olor fétido al fracturarlas, características que sirven de guía para diferenciarlas de otras formaciones calcáreas cretácicas; contiene además amonites, bivalvos y crinoides del Albiano superior. El Grupo Pulluicana (800-1100 m) contiene a las Formaciones Yumagual y Mujarrún, está conformado por limolitas, lutitas, calizas fosilíferas y dolomitas. El Grupo Quilquiñán (150-300 m) está compuesto por lutitas, margas y calizas nodulares. La Formación Cajamarca (600-700 m) sobreyace en ligera discordancia angular al Grupo Quilquiñán (Foto 2.2) y subyace con la misma relación a la Formación Celendín; contiene bancos potentes de calizas gris oscuras a azuladas macizas y fosilíferas, con delgados niveles de lutitas y margas, formando paisajes con topografía kárstica. La Formación Celendín (100-300 m) de facie más arcillosa constituye la última secuencia calcárea del Cretáceo Superior; consiste de una intercalación de lutitas, margas y calizas de color amarillento a crema debido al intemperismo, generalmente es bastante fosilífera; subyace a las capas rojas continentales de la Formación Chota, en algunos casos en forma gradacional y en otros con discordancia.

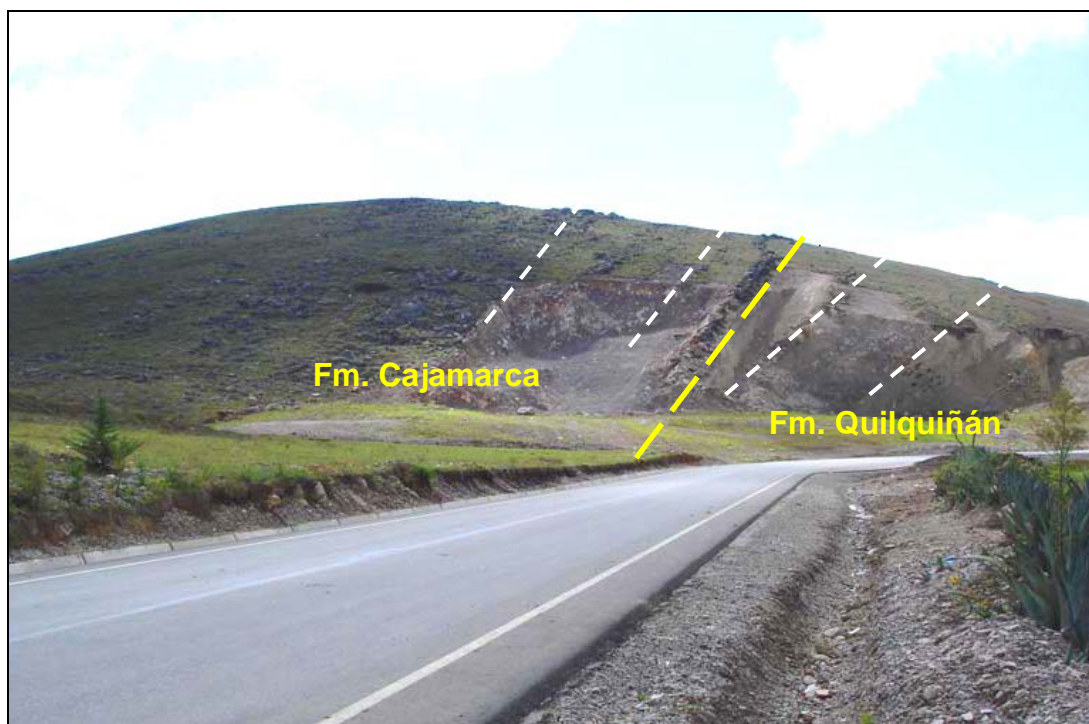


Foto 2.2 Formación Cajamarca en ligera discordancia angular sobre el Grupo Quilquiñán, en la localidad de La Encañada, Cajamarca.

Rocas Sedimentarias del Cretáceo Superior - Paleógeno: Comprende la Formación Chota con niveles de areniscas rojizas, conglomerados calcáreos de colores grises parduscos a rojizos y arenas tobáceas de color verde y violeta. Aflora entre las localidades de Chota y Lajas, sobreyaciendo en forma concordante a la Formación Celendín y en algunos lugares con discordancia erosional sobre la Formación Yumagual. De acuerdo al estudio de Noble et al (1990), la Formación Chota es mayormente volcaniclástica, con areniscas y calizas tipo “*mudstone*” que consisten mayormente de detritos volcánicos retrabajados, con edades de entre 50 y 44 Ma, esta formación no predata al Volcánico Llama, sino que es equivalente a una facies volcaniclástica distal de estos volcánicos, es decir podría ser correlacionable con el Volcánico Llama de acuerdo a la edades radiométricas.

Volcánicos Terciarios: Están representados por el Grupo Calipuy (Eoceno-Mioceno) y el Volcánico Huambos (Mioceno Superior-Plioceno Inferior). En el norte del Perú el Grupo Calipuy ha sido dividido en dos unidades: el Volcánico Llama, que es el equivalente al Calipuy inferior, y el Volcánico Porculla, que representa al Calipuy superior. Además, el Volcánico Llama es equivalente a las secuencias volcánicas Tembladera y Chilete, y el Volcánico Porculla equivalente al Volcánico San Pablo (Reyes, 1980) en el área de Cajamarca. Ver foto 2.3.



Foto 2.3 Discordancia angular entre las capas de la Fm. Pariatambo, cubiertas por los volcánicos Llama. Localizada en el camino de Chilete a Contumazá. Foto modificada a partir de Navarro y Monge (2008).

El Volcánico Llama (~55-32 Ma; según Benavides, 1999; Noble et al., 1990; y el autor del presente estudio) contiene en su base a un conglomerado grueso (volcánicos reabajados) intercalado con brechas de composición andesítica, y sobreyace a rocas más antiguas con una fuerte discordancia angular. Al noreste de la

localidad de Llama, subyace discordantemente a rocas del Volcánico Porculla, esta discordancia varia en angularidad de un lugar a otro. La edad mas joven de esta secuencia estaría representada por un flujo piroclástico de 33.16 ± 0.21 Ma (Noble y Loayza, 2004) que pertenece al centro volcánico Catan (Navarro y Monge, 2008).

El Volcánico Porculla (~25-9 Ma; según el presente estudio) con una potencia de ~1000 m comprende secuencias de flujos lávicos y tobas andesíticas y dacíticas, que generalmente muestran poca inclinación de pseudoestratos respecto a las secuencias del Llama. A esta unidad pertenecen las rocas del Complejo Yanacocha (9-19 Ma; Longo 2005). La edad mas antigua en esta secuencia esta dada por un tufo de 23.2 ± 1.5 Ma, llamada secuencia Chala por Noble et al. (1990) al oeste de la localidad de Bambamarca, ahí esta unidad sobreyace discordantemente a rocas de la Formación Chota con edades que varían entre 43.6 y 44.3 Ma.

Wilson (1984) dio el nombre de Volcánico Huambos a secuencias sub-horizontales de tobas andesíticas y traquíticas de color blanquecino y crema-amarillenta que afloran en los alrededores del pueblo de Huambos. Posteriormente las secuencias de dicha área fueron datadas por Noble (1990), dando edades entre 35-39 Ma, quedando dentro del rango de edad del Volcánico Llama. En este trabajo, se da el nombre de Volcánico Huambos a afloramientos de tobas (flujos y cenizas) andesíticas y dacíticas con edades menores a 9 Ma (según mapeo y dataciones de Davies, 2002; Longo, 2005; y Noble, 1990) ubicadas ligeramente al norte y este del distrito de Yanacocha, en la cercanías de Bambamarca y otro entre los depósitos epitermales La Zanja y Los Pircos. Se puede decir que a esta secuencia pertenecen las rocas

piroclásticas de la Formación Fraylones posterior a la mineralización de Yanacocha (<9 Ma; Longo, 2005; Davies, 2002).

Rocas Sedimentarias Terciarias: Cerca a la ciudad de Jaén aflora una secuencia de conglomerados, areniscas gruesas y lutitas abigarradas que pertenecen a la Formación Tamborapa (Neógeno Superior - Cuaternario) con una potencia de 500 m.

Intrusivos Terciarios: Los intrusivos más antiguos del área de trabajo se emplazaron entre los 57 y 43 Ma (Figuras 2.2 y 2.4; Llosa et al., 1996; Davies, 2002) y de composición diorítica en las cercanías de Minas Conga (Perol) y Cruz Conga. Intrusivos entre los 53 y 42 Ma se emplazaron en el sector oeste del área de estudio, siendo considerados como parte de los últimos pulsos del Batolito de la Costa por Wipf (2006). Diques máficos representan los pocos intrusivos que se formaron a los 29 Ma y que intruyen las cuarcitas cretácicas en el depósito porfirítico El Galeno. Intrusivos porfiríticos calcoalcalinos y de composición intermedia ocurren entre los 23.2 y 15.6 Ma y es en este lapso de tiempo donde ocurren las principales fases de alteración y mineralización de los sistemas porfiríticos mineralizados en Cajamarca (Davies, 2002; figuras 2.1 y 2.4). En el distrito de Hualgayoc ocurren intrusivos entre los 14.4 y 10.29 Ma (Macfarlane et al., 1994; James, 1998). Finalmente, un último evento magmático podría corresponder a los intrusivos de la Granja (13.8-10 Ma, Noble y McKee, 1999; Cooke et al., 2005).

EON	ERA	SISTEMA	SERIE	POT. (m)	UNIDAD		DEPOSITOS	EDAD (Ma)	
					Oeste	Este			
Fanerozoico	Cenozoico	Neógeno	Holoceno		Depósitos Cuaternarios		Yanacocha (AS) La Granja (P) Cerro Corona (P) Minas Conga (P) Michiquillay (P)	5	
			Pleistoceno	500		Fm. Tamborapa			
			Plioceno						
		Paleógeno	Mioceno		100	Volc. Huambos		23	
					1000	Volc. Porculla			
			Oligoceno						
			Eoceno	1200	Volc. Llama	Fm. Chota			
			Paleoceno						
	Mesozoico	Cretácico	Superior		300	Fm. Celendín		145.5	
					700	Fm. Cajamarca			
					300	Grupo Quilquiñan			
					1100	Grupo Pullucana			
			Inferior		200	Fm. Pariatambo			
					250	Fm. Chulec			
					100	Fm. Inca			
					300	Fm. Farrat	Grupo Goyllarisquizga		
					500	Fm. Carhuaz			
					100	Fm. Santa			
			600	Fm. Chimú					
		Jurásico	Superior	600	Fm. Tinajones	199.6			
			Medio	1500	Fm. Chicama				
			Inferior	500	Volc. Oyotún				
		Triásico	Superior	1200	Fm. La Leche	251			
	Medio								
	Inferior		500						
	Paleozoico	Pérmico			542				
Carbonífero									
Devónico									
Silúrico									
Ordovícico		?	Grupo Salas						
Cámbrico									
Proterozoico	Neo			?	Complejo Olmos Complejo Marañón				
	Meso								
	Paleo								

Figura 2.1 Columna estratigráfica del norte del Perú mostrando la ubicación en el tiempo de los principales yacimientos. Tipo de depósito: AS Alta Sulfuración; P Pórfido. Líneas continuas inclinadas: No depositación (“gap” estratigráfico).

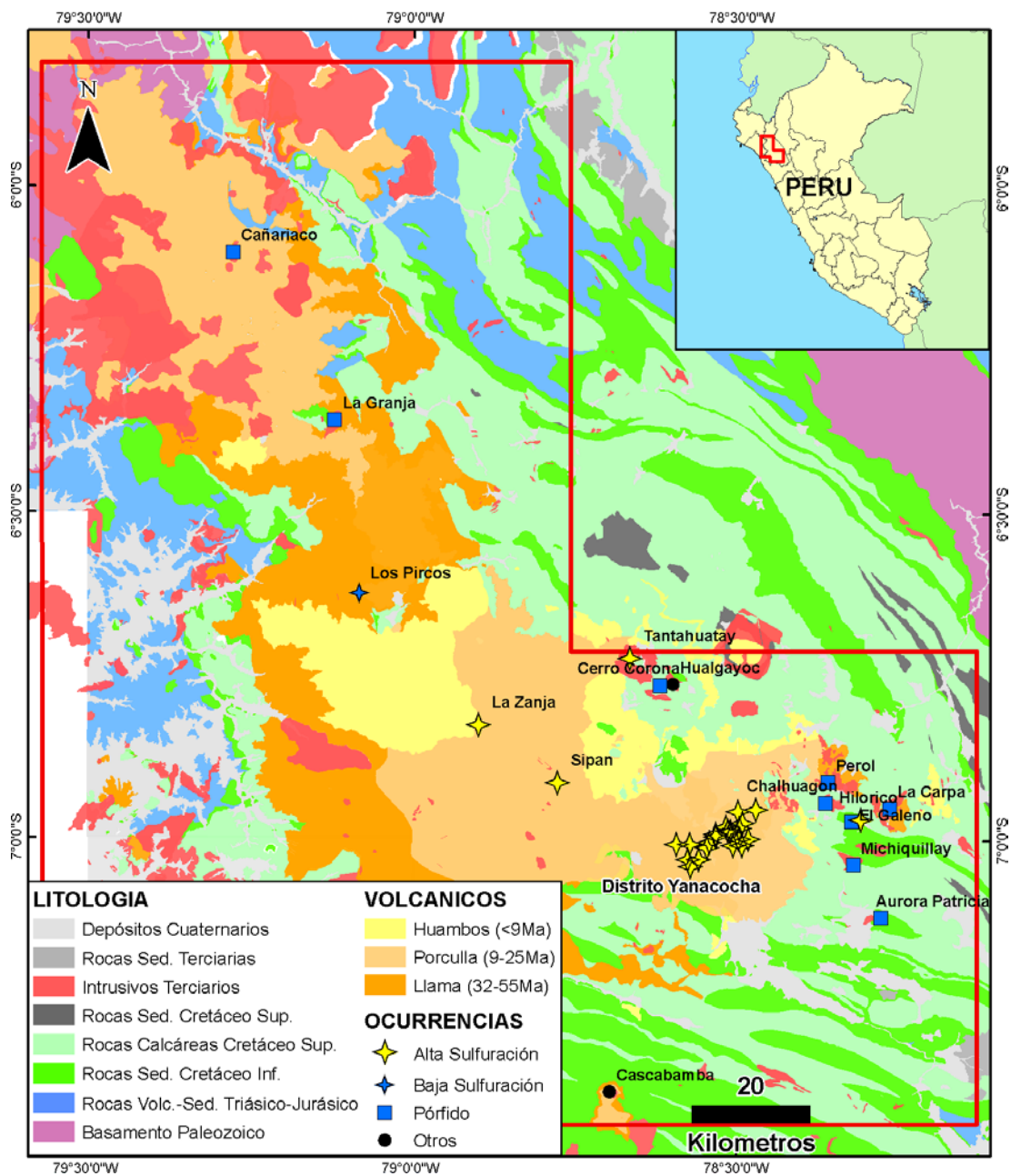


Figura 2.2 Mapa geológico del norte del Perú mostrando la ubicación espacial de los principales tipos de yacimientos.

2.2 Tectónica

El área de estudio está ubicada morfológicamente en la Cordillera Occidental del norte de los Andes Peruanos, cerca a la deflexión de Huancabamba, perteneciendo a

una zona de subducción plana y con ausencia de actividad volcánica. Actualmente el espesor de la corteza en el norte del Perú es de 45 km según estudios gravimétricos (Fukao et al., 1989; Tassara et al., 2006; Figura 2.3) y ha experimentado un excepcional engrosamiento cortical (~70 km) y un alzamiento (*uplift*) de la superficie de hasta 4000 metros sobre el nivel del mar, como resultado de un acortamiento tectónico de la Placa Sudamericana durante el Neógeno (Benavides, 1999; Kley y Monaldi, 1998; Mamani et al, 2009).

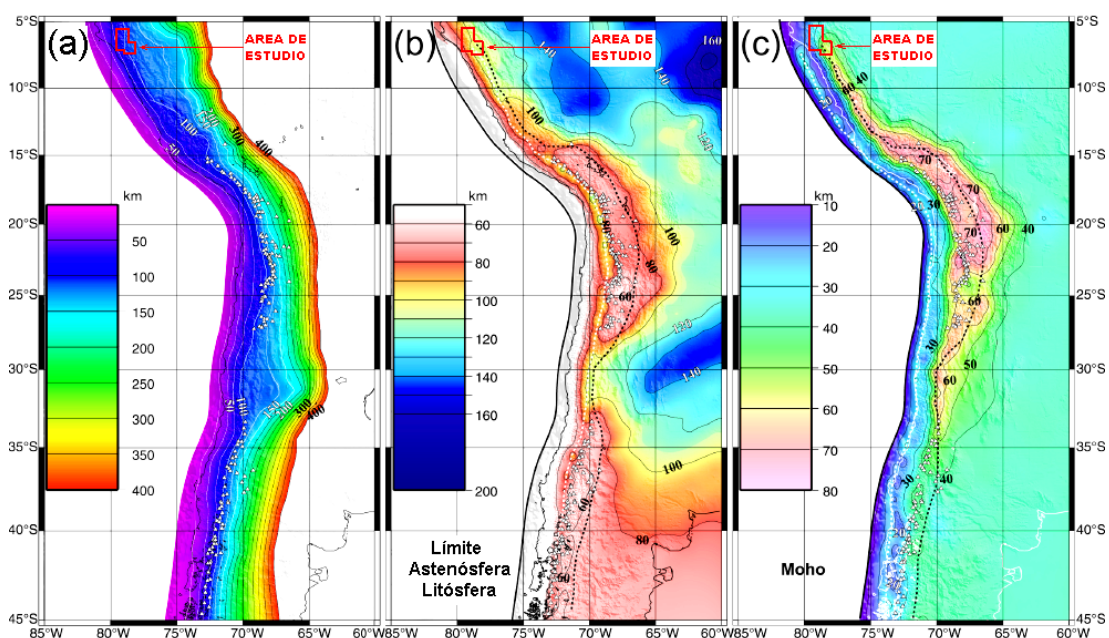


Figura 2.3 Geometría de discontinuidades de densidad debajo del margen continental Sudamericano. Triángulos blancos representan volcanes activos y la degradación de colores corresponde a la topografía y batimetría. (a) Contorno del “slab” o corteza oceánica subducida debajo de la placa Sudamericana cada 25 km. (b) Limite entre litósfera y astenósfera cada 20 km. (c) Profundidad de discontinuidad de Mohorovicic cada 10 km, que representaría el espesor de la corteza continental. En las figuras 2.4b y 2.4c la línea punteada blanca representan la intersección de la discontinuidad correspondiente con el *slab* subductado. Tomado de Tassara et al. (2006).

El Ciclo Andino empieza con la subducción de la Placa Farallón (Nazca) a inicios del Mesozoico, con deformaciones que condujeron a la formación de franjas sedimentarias plegadas. Una cuenca de trasarco se desarrollo del Triásico Superior

al Jurásico Inferior y estuvo sujeto a un régimen de subducción tipo Mariana (magmatismo de arco de isla). En esta cuenca se empieza a formar la Cordillera Occidental después de plegamiento y un posterior alzamiento (Fase Peruana). Corresponden a esta cuenca, unidades sedimentarias clásticas tales como la Formación Chicama y las unidades equivalentes al Grupo Goyllarisquizga; unidades volcano-sedimentarias de composición toleítica como la Formación Oyotún hacia el este.

A partir del Cretáceo Superior cambia la subducción a una del tipo Andino con un retiro del mar y la emergencia de la Cordillera. Este período estuvo caracterizado por la ocurrencia repetida de pulsos compresivos y por la presencia de actividad magmática a lo largo del margen continental (Benavides, 1999).

El primero de estos pulsos es la fase Peruana (84-79 Ma), comienza la deformación y alzamiento de las rocas mesozoicas de trasarco y dio inicio a la formación de la Cordillera Occidental.

La fase Inca I (59-55 Ma) corresponde a un régimen de subducción de baja velocidad de convergencia (Figura 2.4). Esta fase está caracterizada por el intenso plegamiento (fajas de orientación NO-SE) y fallamiento (rumbo NE) en rocas sedimentarias del Cretáceo y que son la evidencia más antigua de la subducción de tipo Andino. Como resultado de esta reducción en la velocidad de convergencia, discordantemente a las rocas mesozoicas, se inicia una deposición de los volcánicos Llama y Calipuy (~55 Ma; Benavides, 1999; Noble et al., 1990).

En la fase Inca II (43-42 Ma) hay un aumento de la velocidad de convergencia de la Placa Farallones contra la Placa Sudamericana. En esta fase continúa generándose la deformación de las rocas de la cuenca además de plegamientos y fallamientos (NE y E-O) seguido de magmatismo.

Durante el Oligoceno nuevamente baja la velocidad de convergencia, coincidiendo con la fase Inca III (30-27 Ma), dando como resultado una disminución y hasta inactividad en el vulcanismo (entre 26-31 Ma, según este estudio), los pocos intrusivos corresponden a diques gabroicos en El Galeno.

En la fase Inca IV (23-22 Ma), se reinicia la alta velocidad de convergencia de las placas. Se produce el magmatismo que se asocia al primer evento de emplazamiento de sistemas porfiríticos (Camus, 2007) en Cajamarca, que se hospedan en rocas mesozoicas deformadas. El inicio de la fase Quechua I (17 Ma) parece haber marcado el fin de este magmatismo, pero manteniéndose la alta velocidad de convergencia de placas.

Del Mioceno Medio al Superior (12-11 Ma) se culmina el engrosamiento y mayor alzamiento cortical en los Andes Peruanos (Noble et al. 1990) y dicha edad corresponde a la fase principal de alteración en el distrito Yanacocha. La última actividad magmática en la región de Cajamarca corresponde a la deposición de tufos riódacíticos y que coincide con la fase Quechua II (9 Ma) y termina con las secuencias ignimbríticas del Volcánico Huambos (9-5 Ma).

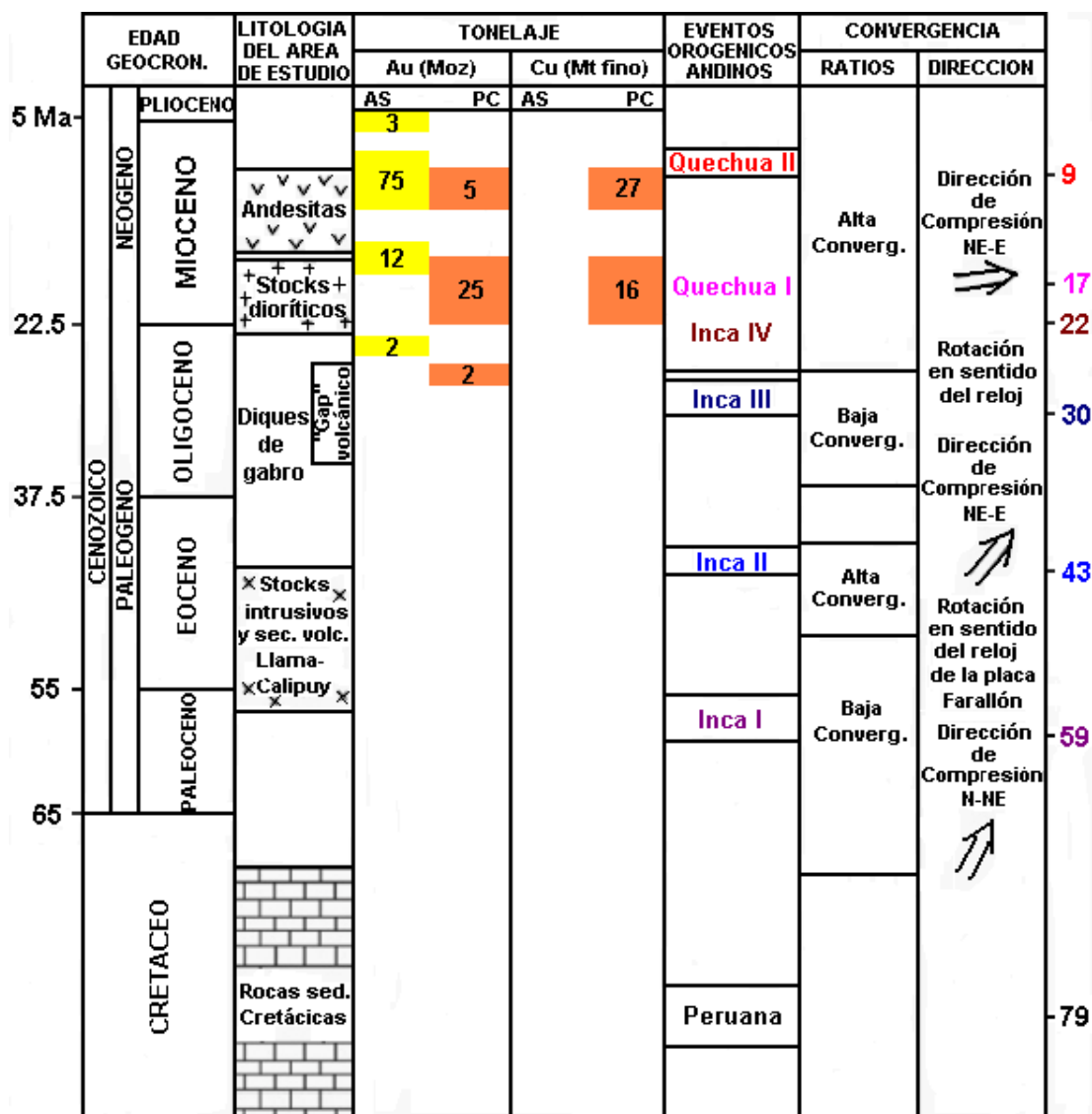


Figura 2.4 Marco tectónico del norte del Perú, con la tonelaje (Au y Cu) de los depósitos tipo alta sulfuración (AS) y pórfido de cobre (PC). Modificado de Davies (2002) con datos adicionales de Noble y McKee (1999), Benavides (1999) y McEwan (2007).

2.3 Geología estructural

Como ya mencionamos, el área se encuentra en la zona sur de la Deflexión de Huancabamba, en donde hay un significativo cambio estructural (cambio de rumbo regional), con pliegues y fallas en rocas Cretácicas de orientación andina NNO al sur,

pasando a una orientación ONO (casi E-O) en el distrito Yanacocha, y luego a casi N-S en el norte del área de estudio (Figura 2.5). Cortando los dos primeros sistemas de fallas y plegamientos se encuentran estructuras transandinas ENE formando una zona conocida como corredor estructural Chicama-Yanacocha (Quiroz, 1997), evidenciado por el desplazamiento del litoral peruano y el alineamiento ENE del distrito Yanacocha, con un ancho de 30-50 km y un largo de 200 km iniciándose en el Puerto de Chicama pasando por Contumazá, Cajamarca y Hualgayoc y extendiéndose más al este. Este corredor está definido y limitado por los alineamientos La Zanja-Tantahuatay en el norte y Cajamarca-Michiquillay en el sur (Longo, 2005), y contiene fallas transversales al rumbo andino, eventos magmáticos alineados en la misma dirección y de alteración hidrotermal y mineralización metálica (Quiroz, 1997). El lineamiento Cutervo-La Granja podría constituir la extensión de este corredor debido a que en él también se encuentran otros depósitos mineros (Merino, 2008) extendiéndose así hasta unos 120 km desde el lineamiento Cajamarca-Michiquillay.

Una estructura importante en el norte del Perú lo constituye una falla inversa conocida como Falla Puntre de rumbo SE y buzamiento al SO, que esta espacialmente asociada a numerosas unidades magmáticas del Mioceno y Paleógeno (Davies, 2002). Además estudios gravimétricos y magnéticos regionales evidencian dos alineamientos de orientación NO que delimitan las secuencias volcánicas terciarias, y que pueden haber representado la cuenca sedimentaria Mesozoica en la cual se depositaron (según el presente estudio).

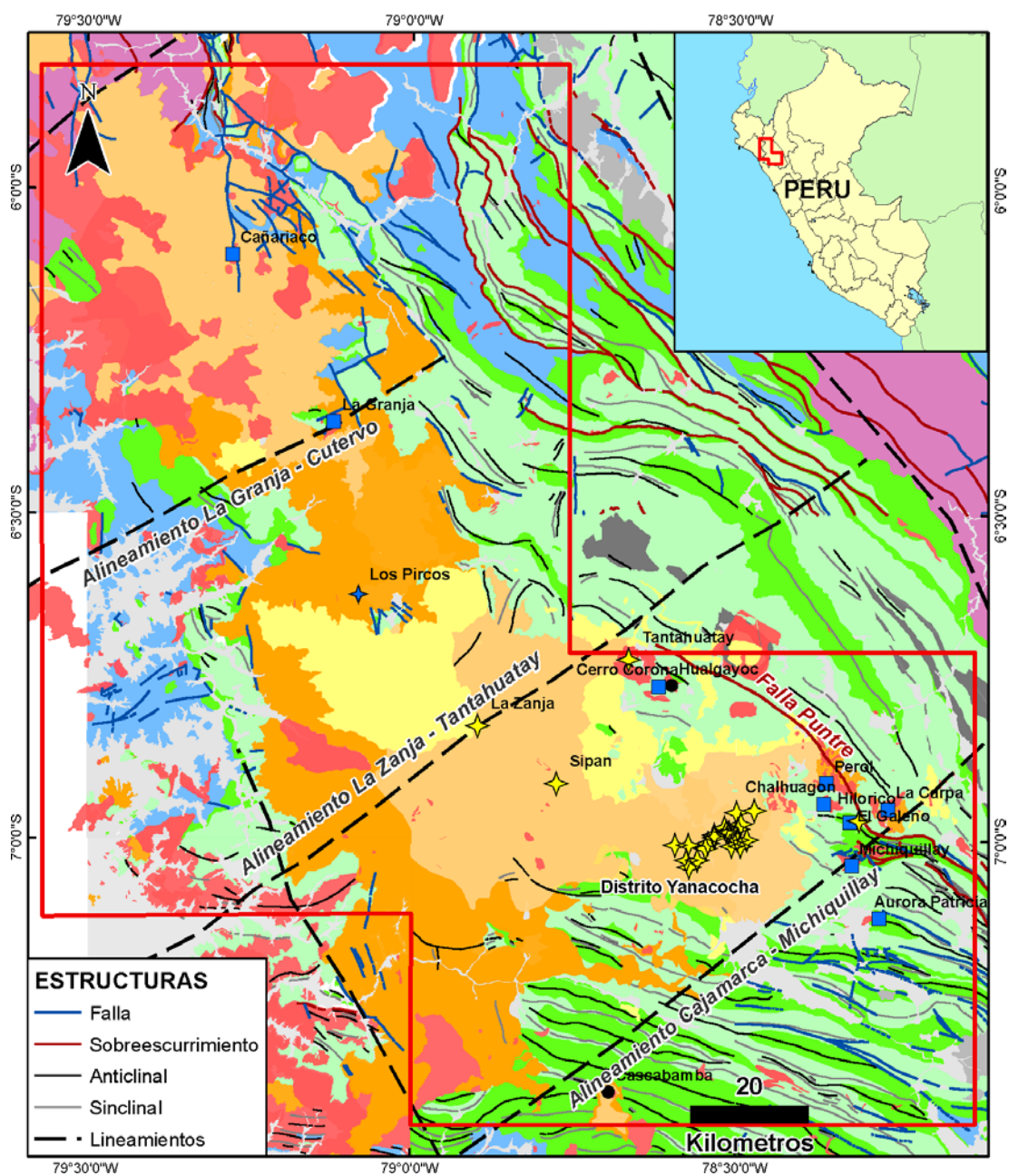


Figura 2.5 Mapa estructural con plegamientos, fallas principales y alineamientos.

2.4 Geología Económica

En la zona norte del Perú se ubican depósitos tipo pórfido de Au-Cu y Cu-Mo y epitermales de Au principalmente con emplazamiento de intrusivos, alteración y mineralización de edades Miocénicas. Los depósitos porfiríticos regionalmente

forman una franja de orientación andina (NW-SE) al este del área del trabajo coincidente con la Sub-franja (*Sub-belt*) Michiquillay-El Toro de acuerdo a los trabajos de Noble y McKee (1999), mientras que al oeste del área de trabajo se ubican los depósitos epitermales formando una franja menos extensa (Figuras 2.2 y 2.5).

La composición de los pórfidos varían desde granodiorita a diorita, la mayoría de ellos se formaron en el Mioceno Temprano, como Minas Congas con Perol (23.2-15.8 Ma, Llosa et al., 2000; Gustafson et al., 2004) y Chailhuagón (23.2-15.6 Ma, Llosa et al., 2000; Gustafson et al., 2004), Aurora Patricia (21.3 Ma, Davies, 2002), Michiquillay (20.6-19.8 Ma, Davies, 2002), La Carpa (17.85 Ma, Davies, 2002) y El Galeno (17.5-16.53 Ma, Davies, 2002). Otros se formaron en el Mioceno Tardío más hacia el NW como por ejemplo Cañariaco (16 Ma), Cerro Corona (14.4-13.4 Ma; James, 1998) y La Granja (13.8-10 Ma, Noble y McKee, 1999; Cooke et al., 2005). Algunos pórfidos de Au-Cu están emplazados en rocas carbonatadas del Cretáceo Superior, tal es el caso de Minas Conga con desarrollo de alteración potásica y fílica y una cubierta de cuarzo-alunita (*lithocap*) preservada; pórfidos de Cu-Au-Mo en cambio tienen a rocas clásticas del Cretáceo Inferior (cuarcitas y areniscas del Grupo Goyllarisquizga) como roca hospedante, como por ejemplo El Galeno y Michiquillay. Por otro lado pórfidos como Cañariaco (Cu) y La Granja (Cu) están emplazados en los Volcánicos Calipuy. La información se resume en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1 Resumen de depósitos porfiríticos Miocénicos.

Depósito	Asociación de Metales	Edad (Ma)	Referencia
Chailhuagón	Au-Cu	23.2 - 15.6	Llosa et al. (2000); Gustafson et al. (2004)
Perol	Au-Cu	23.2 - 15.8	Llosa et al. (2000); Gustafson et al. (2004)
Aurora Patricia	Au-Cu	21.3	Davies (2002)
Michiquillay	Cu-Au-Mo	20.6 - 19.77	Davies (2002)
La Carpa	Au-Cu	17.85	Davies (2002)
El Galeno	Cu-Au-Mo	17.5 - 16.53	Davies (2002)
Cañariaco	Cu-Au-Mo	16 (¿?)	--
Cerro Corona	Cu-Au	14.4 - 13.4	Longo (2005)
La Granja	Cu-Mo	13.8 - 10	Noble y McKee (1999); Cooke et al.(2005)

(--) Fuente no conocida.

Los depósitos epitermales están hospedados en los Volcánicos Porculla, según dataciones de éstas secuencias realizadas por diferentes autores. Los depósitos de Au de alta sulfuración están representados por el distrito de Yanacocha (13.6-8.2 Ma, Longo, 2005) que contiene una serie de depósitos caracterizados por la presencia de alteración del tipo argílica avanzada con alunita \pm pirofilita + cuarzo, sílice oquerosa, sílice granular, sílice masiva (Longo, 2005) con mineralización de oro \pm cobre \pm plata en óxidos y sulfuros; Tantahuatay (12.4 Ma, Macfarlane y Petersen, 1990; Noble y McKee, 1999); La Zanja (15.61-11.91 Ma, Noble et al., 2004) y Sipán (13.5 Ma ¿?). Los Pircos (Au-Ag) representa uno de los yacimientos más importantes del tipo de baja sulfuración en vetas (Enríquez et al., 2006). Ver resumen en Tabla 2.2.

Tabla 2.2 Resumen de depósitos epitermales Miocénicos.

Depósito	Asociación de Metales	Edad (Ma)	Referencia
La Zanja (AS)	Au-Ag	15.61 - 11.91	Noble et al. (2004)
Sipán (AS)	Au	13.5 (¿?)	--
Yanacocha (AS)	Au \pm Cu \pm Ag	13.6 - 8.2	Longo (2005)
Tantahuatay (AS)	Au-Ag-Cu	12.4	Macfarlane y Petersen (1990); Noble y McKee (1999)
Los Pircos (BS)	Au-Ag	ND	Enríquez, J. et al.(2006)

Tipo de epitermal: AS Alta Sulfuración; BS Baja Sulfuración, (--) Fuente no conocida; (ND) No hay datos.

Dentro de los yacimientos polimetálicos se encuentra el distrito de Hualgayoc (13.48-10.29 Ma, Macfarlane et al., 1994) que contiene depósitos tipo vetas y mantos con mineralización de Pb-Zn-Ag-Cu hospedado en intrusivos andesíticos del Mioceno y en sedimentos Cretácicos (Macfarlane y Petersen, 1990).

CAPITULO III

TOMA DE MUESTRAS DE ROCAS VOLCANICAS E INTRUSIVAS

El objetivo de analizar la composición de rocas ígneas es obtener información del ambiente geodinámico de formación ya que está directamente relacionado al emplazamiento de yacimientos magmático-hidrotermales (Bissig, 2007). Para la recolección de muestras, se siguió el siguiente procedimiento:

3.1 Selección de lugares de muestreo

Las muestras fueron tomadas en afloramientos rocosos, debían ser frescas (no intemperizadas), sin alteración hidrotermal, representativa para cada unidad muestreada, homogéneas y libre de cualquier material contaminante.

3.2 Cantidad de material

La cantidad de material dependió de la homogeneidad de la roca muestreada. Si se tenía una roca de grano fino e isótropa (Ej. una microdiorita), era suficiente una muestra del tamaño de un medio puño. Si la roca era porfídica, de grano grueso o

anisótropa (Ej. bandeamiento de flujo) el tamaño de muestra necesaria debía ser aproximadamente el doble. De tratarse de una roca muy gruesa o heterogénea (Ej. toba de cristales o ignimbrita) se necesitaría aún más material. En conclusión, la cantidad de muestra mínima de un fragmento de roca fue de 20x20x20 cm.

3.3 Calidad de material

Las muestras que se enviaron a análisis debían estar libres de caras meteorizadas, vetillas, xenolitos, cavidades rellenas con minerales secundarios u otras características que podían alterar su representatividad. Se guardaron en bolsas limpias de plástico. El código o numeración de la muestra se escribía en la bolsa y no en la muestra.

En ocasiones la muestra era enviada en varios fragmentos, en el laboratorio se pulverizaba y mezclaba el material. Generalmente las muestras eran cortadas en oficina con una maquina cortadora para evitar tener fracturas o caras intemperizadas antes de enviarlas al laboratorio.

Para analizar rocas piroclásticas se tomó material juvenil (Ej. Pómez) y se evitaba fragmentos líticos. Se recomienda no mandar a analizar tobas con una cantidad de fragmentos líticos mayor a 5-10%.

Las rocas muestreadas no debían presentar alteración hidrotermal. La alteración hidrotermal, aunque sea muy débil, altera los contenidos de algunos elementos

móviles como K, Mg, Ca, Na, Sr. Sin embargo, en ambientes volcánicos como en la Cordillera de los Andes, muchas rocas ígneas presentan por lo menos una débil alteración propilítica o argílica. En los casos que no era posible obtener material inalterado se seleccionaba el material de menor alteración. Hay elementos químicos como Ti, Zr, Y y las tierras raras (REE) que no son movilizados durante una débil o moderada alteración. Estos elementos ayudan para la interpretación de rocas ligeramente alteradas.

3.4 Descripción de la muestra

La muestra ideal no debía tener alteración. En los casos de muestra con alteración, se describía en detalle (mineralogía de alteración, nivel de reemplazamiento de fenocristales y matriz) y se le hacía además lecturas por medio de espectroscopia infrarroja con analizador portátil (*PIMA*). A cada muestra le era asignada un estudio petrológico (sección delgada) para determinar su composición y evaluar del grado de alteración.

Todas las muestras tenían que describirse petrográficamente. Características como fenocristales (tipo, tamaño), bandeamiento de flujo o contenido de líticos fueron importantes para la posterior interpretación de los datos.

La mineralogía de una roca ígnea aporta información sobre el estado de “oxidación” de una roca ígnea. A los granitoides tipo-I (serie magnetita) se les considera oxidados y están típicamente asociados a los clásicos sistemas porfiríticos y epitermales. Los

granitoides tipo-S (serie ilmenita) son reducidos y están asociados a yacimientos ricos en W y Sn. En los Andes existen las dos series aunque los granitoides tipo I predominan en la Cordillera Occidental. Por ello, debido a la importancia del estado de oxidación, como parte de la descripción de la roca, se utilizó un magnetómetro portátil o un imán para cuantificar la presencia de magnetita.

3.5 Control de calidad

Como parte del Control de Calidad fue necesario incluir muestras “duplicados” y “estándares” certificados, 1 por cada 10 muestras. Los duplicados debían representar el rango de composiciones analizadas (generalmente riolita a andesita/basalto).

La calidad de los análisis depende del muestreo pero también de la preparación en el laboratorio. Para moler las rocas se utilizan diferentes materiales (acero, acero endurecido, ágata, carburo de tungsteno) que pueden aportar cantidades menores de contaminantes. Es importante saber el material utilizado (o indicar el material deseado al mandar las muestras) para poder interpretar los datos correctamente.

CAPITULO IV

ANALISIS DE LABORATORIO

4.1 Métodos analíticos usados

Los principales elementos de interés son los elementos mayores, las tierras raras, y otros como Zr, Y, U, Th, Ba, Sr, Nb, Rb, Hf, Ta, Ga, Pb, V. Un total de 37 muestras de roca (4 de ellas volcánicas y el resto intrusivas, todas frescas) se enviaron al laboratorio para preparación y análisis por roca total (elementos mayores) y elementos traza.

Los elementos mayores (óxidos) se analizaron por espectroscopía de plasma inductivamente acoplado (ICP) en muestras fundidas con tetraborato / metaborato de litio (Fusión ICP). Las muestras fueron preparadas y analizadas en un sistema de lotes o envíos. Cada lote contenía un blanco certificado. Las muestras fueron mezcladas con un “flux” de metaborato de litio y tetraborato de litio y fusionadas en un horno de inducción. Luego el fundido fue introducido en una solución de ácido nítrico al 5% que contenía una solución estándar, y mezclada continuamente hasta disolverse completamente (~30 minutos). Uno de siete estándares se usó durante el análisis por cada grupo de diez muestras. El total (sumatoria de óxidos) debía estar

entre 98.5% y 101%. Si los valores estaban debajo de estos rangos, las muestras eran examinadas por metales base. Un total bajo (<98.5%) podría indicar la presencia de sulfatos u otros elementos como el litio, que normalmente no es examinado. Las muestras con totales bajos eran automáticamente refusionadas y reanalizadas.

Los elementos traza se analizaron por el método de espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS). La solución de la muestra preparada según lo indicado en el párrafo anterior, fue diluida e introducida a un equipo Perkin Elmer Sciex ELAN 9000 ICP/MS. Cinco blancos como muestras de control se analizaron por grupo de muestras (tres antes del grupo de muestras y dos después). Los duplicados fueron fundidos y analizados cada 15 muestras. El instrumento se recalibro cada 40 muestras. Como no se muestrearon rocas alteradas ni mineralizadas, no se necesitó realizar análisis adicionales para metales base, volátiles u otros. (Referencia <http://www.actlabs.com/>).

4.2 Otros métodos analíticos

Los datos de roca total obtenidos de referencias bibliografía, fueron recopilados de Anthony Longo (2005) y Richard Davies (2002).

Del estudio de Longo (2005) se tomaron datos de petroquímica de 38 muestras (37 con datación) de un total de 229, entre muestras frescas y alteradas (argílica avanzada) de intrusivos y volcánicos. Para los análisis geoquímicos se utilizaron tres métodos de los paquetes de ALS Chemex de EE.UU. y Canadá. Para análisis de roca

total uso el método ME-XRF06 que consiste en la técnica de fusión de metaborato de litio seguido de una determinación por espectroscopia de fluorescencia de rayos X (XRF). Para elementos traza en rocas frescas uso el método MEMS81, que también utiliza la fusión de metaborato de litio para asegurar la total destrucción de los minerales formadores de roca y de esta manera proveer una concentración elemental total para las tierras raras seguido de una disolución en una solución de 4 ácidos y de la determinación de elementos traza con el método ICP-MS. Finalmente para rocas alteradas y mineralizadas uso el método ME-MS61+Au, que utiliza la técnica de digestión con 4 ácidos seguido de una determinación por ICP-MS de elementos traza, que está diseñado específicamente para rocas mineralizadas. El oro fue determinado por preconcentración de ensayo al fuego seguido de espectroscopia de absorción atómica (AAS).

Del estudio de Davies (2002) se seleccionaron 22 muestras de un total de 38 muestras frescas que fueron recolectadas a partir de 5 centros intrusivos mineralizados y una variedad de unidades volcánicas e intrusivos “estériles” ubicados entre los depósitos de Michiquillay, Minas Conga, El Galeno y el distrito Yanacocha. Los elementos mayores y la mayoría de elementos traza se analizaron por XRF en un espectrómetro secuencial RXF Siemens en el Centro Analítico Avanzado de la Universidad James Cook en Australia. Las tierras raras y los remanentes elementos traza (Cs, Hf, Sc, Ta, Th y U) se analizaron por análisis de activación de neutrón (INAA) en los Laboratorios Becquerel de Lucas Heights, New South Wales en Australia.

CAPITULO V

MAGMATISMO Y GEOQUIMICA

5.1 Marco teórico

5.1.1 Introducción

Según Camus (2003), cualquier modelo genético que intente explicar la formación de sistemas porfiríticos debe tomar en cuenta tres elementos básicos: (1) la fuente de los magmas y fluidos; (2) el sistema de canales a lo largo de los cuales circulen y sean transportados; y (3) la trampa a un nivel adecuado que permita que los magmas se emplacen, cristalicen y saturen de fluidos mineralizantes y formar un depósito mineral. Este estudio se enfocara en el primer punto.

5.1.2 Magmatismo de arco

La figura 5.1 muestra una sección modelo de una zona de subducción y un arco magmático. De acuerdo a Rabia (2008), bajo condiciones normales el magmatismo de arco involucra: (1) Deshidratación de la litósfera oceánica, formando fluidos; (2) Fusión parcial de la cuña mantélica; (3) Subplacado (“*underplating*”) o adición de magmas basálticos hidratados en la base de la corteza inferior; (4) Interacción de

estos magmas con la litósfera o modelo “MASH” (Richards, 2003) siglas en inglés de Melting, Assimilation, Storage y Homogenization, que también involucra fusión parcial de corteza inferior, asimilación de magmas basálticos primarios, almacenaje de magma en la base de la corteza y homogenización de magma; y (5) Ascenso de magmas híbridos a la corteza superior con plutonismo (80%) y vulcanismo (20%).

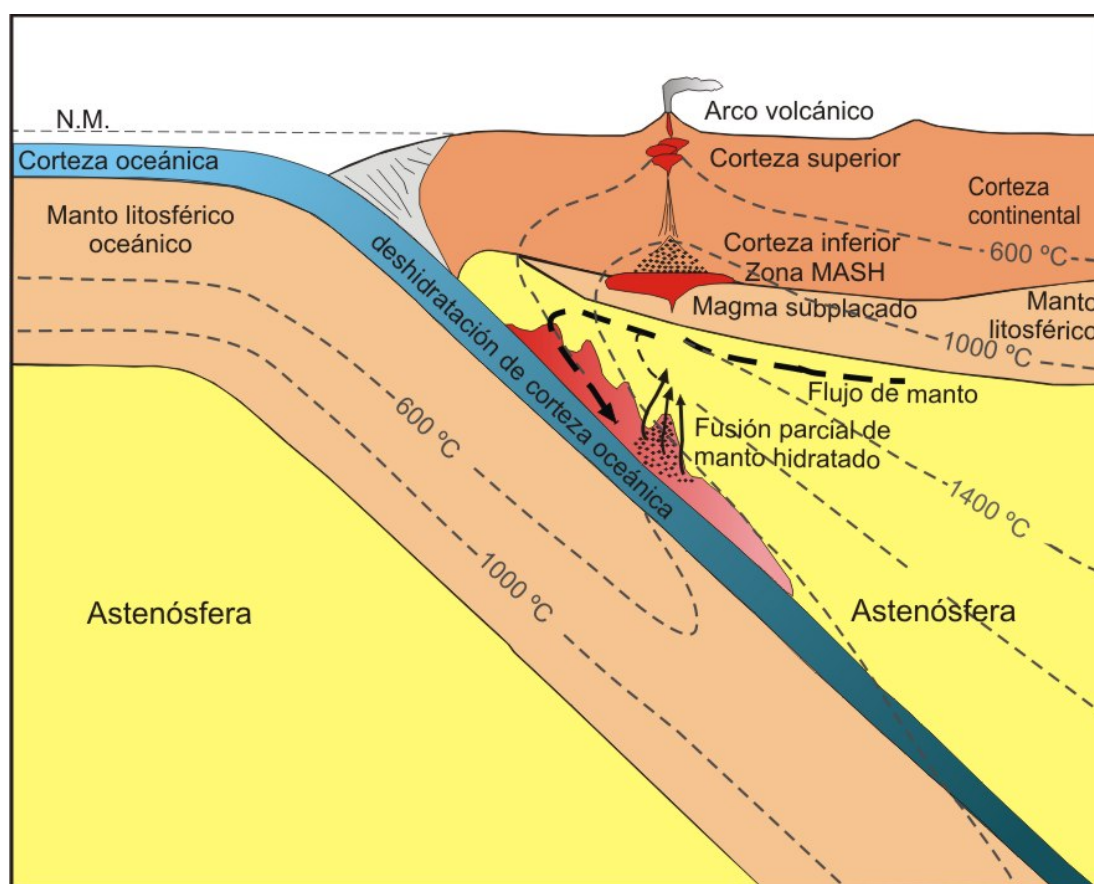


Figura 5.1 Gráfico modificado a partir de Richards (2003). Zona de subducción y arco continental, con deshidratación de corteza oceánica subductada que conlleva a la hidratación del manto. Cuando el material hidratado es transportado hacia zonas más calientes de la cuña mantélica de astenósfera ocurre la fusión parcial, donde el material astenosférico interacciona y es enriquecido con fluidos (volátiles, azufre, sílice y elementos “LILE”) provenientes de la deshidratación de la corteza oceánica subducida y baja la temperatura del “*solidus*” (~1200°C) desencadenando la fusión parcial. Los fundidos basálticos hidratados (1-7% H₂O) intruyen el manto litosférico subcontinental y se estancan en la base de la corteza (magma basáltico subplacado) donde luego se fraccionan e interactúan con material cortical (proceso “MASH”). Finalmente hay un ascenso de magmas a la corteza superior con vulcanismo (fase menos compresiva) y plutonismo (fase de mayor compresión).

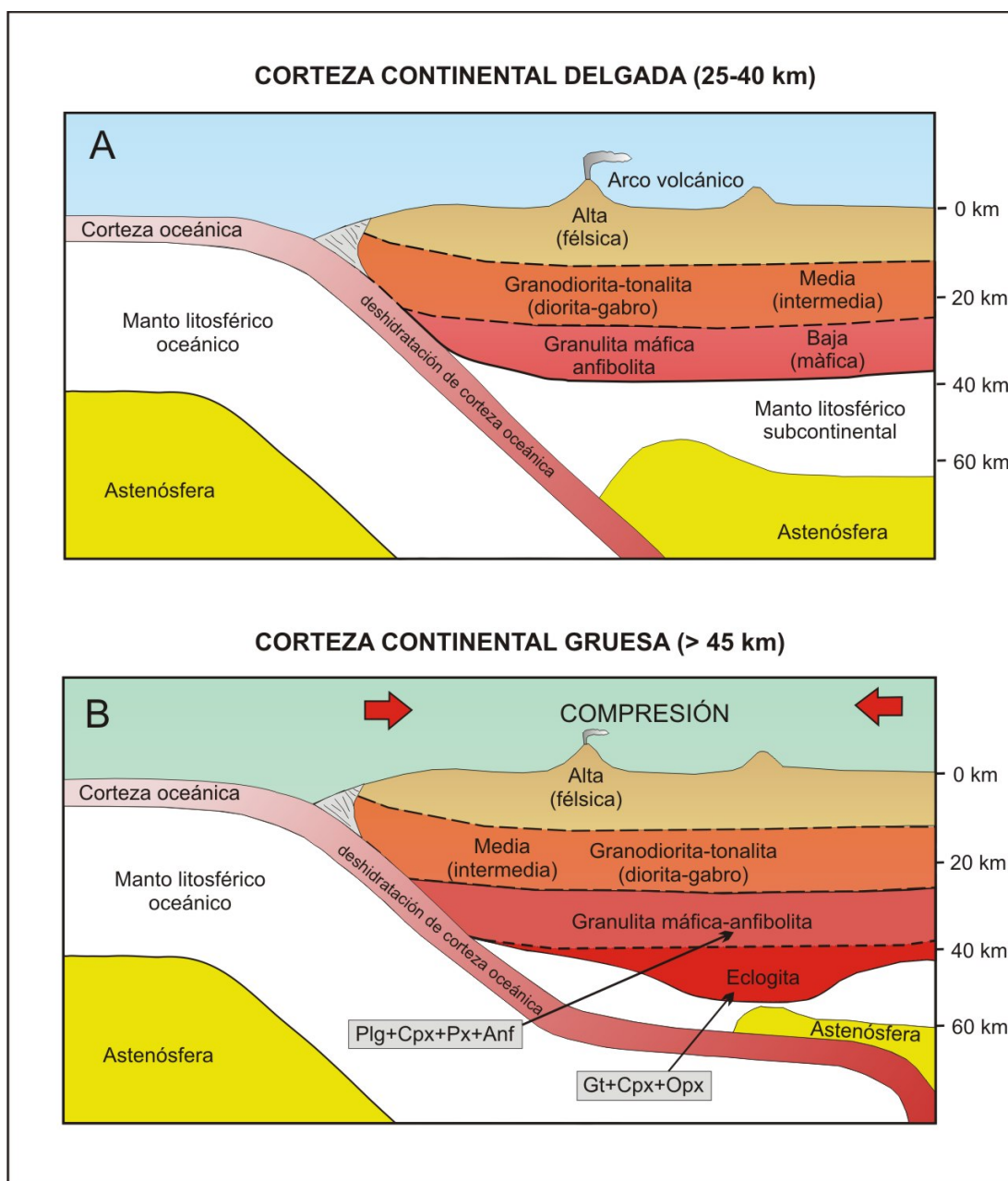


Figura 5.2 (A) Arco magmático inmaduro en corteza continental delgada (25-45 km), mostrando su composición. (B) Arco magmático maduro en corteza continental gruesa (>50 km), mostrando eclogita en la base de la corteza continental, que es un material más denso que el manto litosférico. Modificado de Rabia (2008).

Según el espesor de la corteza continental hay 2 tipos de arcos magmáticos: (1) *Arcos Inmaduros* (corteza continental delgada 25-45 km); y (2) *Arcos Maduros* (corteza continental gruesa >50 km). La diferencia entre ambos es que en la base de

corteza delgada aparece anfibolita (roca metamórfica con anfíbol y plagioclasas), y en la base de corteza gruesa hay eclogita (el anfíbol u hornblenda se rompe y pasa a piroxeno con liberación de H₂O, formándose también granate). Ver figura 5.2.

5.1.3 Clasificación de elementos

Convencionalmente la geoquímica está dividida en cuatro principales categorías: los elementos mayores, los elementos traza, los isótopos radiogénicos y los isótopos estables. Las concentraciones y relaciones de estos elementos establecen la composición química del magma, además pueden ayudar a conocer e identificar los procesos geológicos y conocer el origen de un conjunto de rocas (Rollinson, 1993).

La composición química y mineralogía de la fuente del magma (*source region*) ejerce un control esencial sobre la química de las rocas magmáticas. La composición de elementos mayores y traza de una fase fundida (*melt*) está determinada por el tipo de proceso de fusión y el grado de fusión parcial del magma, aunque la composición del magma se puede modificar fuertemente en su camino hacia la superficie. La fuente será mejor caracterizada con el uso de la composición de sus isótopos radiogénicos ya que los cocientes de los isótopos no son modificados durante los procesos de fusión parcial de la cámara magmática (Rollinson, 1993).

Como se observa en la figura 5.1, muchas rocas magmáticas son retenidas por las cámaras magmáticas antes de llegar a la superficie. Frecuentemente los procesos de estas cámaras magmáticas modifican la composición química del magma primario (producido por la fusión parcial de la fuente del magma) por medio de la

cristalización fraccionada, mezcla de magmas, contaminación o una mezcla de estos procesos. El entendimiento de los efectos químicos de estos procesos requiere del uso de la mayor cantidad de herramientas químicas posibles, tales como los estudios de elementos mayores y trazas en conjunto con determinación de las composiciones de isótopos estables y radiogénicos.

5.1.3.1 Elementos mayores

Son los elementos que predominan en el análisis de cualquier roca, y se encuentran en una concentración superior al 1%. Ellos son: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P, y sus concentraciones son expresadas como porcentaje en peso (% peso o “wt %”). La determinación para estos elementos generalmente se hace para los cationes y se asume que están acompañados por una determinada cantidad de oxígeno. De esta manera la suma de los elementos mayores dará un 100%.

5.1.3.2 Elementos traza

Se definen como aquellos elementos que ocurren en concentraciones menores a 0,1 % en peso y sus concentraciones son expresadas en partes por millón (ppm). Los más importantes o de particular interés geoquímico son: los lantánidos o elementos de tierras raras (REE): La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu; los elementos del grupo del platino (PGE): Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt y Au; y los metales de transición: Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu y Zn. Los elementos de cada grupo

tienen propiedades químicas similares y por ello es de esperar que tengan igual comportamiento geoquímico.

Además, la serie de tierras raras con número atómico bajo son llamados tierras raras livianas (LREE), desde Lantano (La) hasta Prometio (Pm); aquellos con número atómico más alto son llamados tierras raras pesadas (HREE), desde Erbio (Er) hasta Lutecio (Lu); y menos comunes los miembros medios del grupo, desde Samario (Sm) al Holmio (Ho), conocidos como tierras raras medias (MREE). Rollinson (1993).

5.1.3.3 Variación de elementos mayores

En petrología los elementos mayores son usados para determinar la clasificación y nomenclatura de la roca. Un segundo uso se da en los diagramas de variación, que muestra forma de cómo varían los óxidos o elementos en el conjunto de muestras, y a partir de estas relaciones se pueden inferir algunos procesos geoquímicos. Estos diagramas pueden ser de dos (bivariantes) o tres (trivariantes) variables, donde las variables son los datos geoquímicos que son ploteados en un diagrama de dispersión.

El diagrama bivariante de Harker es uno de los más conocidos, y muestra la variación del porcentaje en peso de diferentes óxidos con respecto al porcentaje en peso de la sílice (SiO_2). Los diagramas de Álcalis Total - Sílice (TAS) y de contenido de Potasio - Sílice (KS) pertenecen al tipo Harker.

5.1.3.4 Variación de elementos traza

Los elementos traza tienen mayor variación en concentración que los elementos mayores y son capaces de registrar procesos que no se observan en los elementos mayores, además pueden ser usados para discriminar ambientes tectónicos. La mayoría de los elementos traza son capaces de sustituir a los elementos mayores en los minerales formadores de roca. Cuando el manto terrestre es fundido, los elementos traza pueden mostrar preferencia ya sea por la fase líquida (“*melt*” o fase fundida) o la fase sólida (fase mineral), por lo tanto son llamados elementos “incompatibles” y “compatibles”, respectivamente. Algunas veces es de gran ayuda subdividir los elementos incompatibles según su potencial iónico (razón carga-radio):

(1) Elementos “*Low Field Strength*” (LFSE) o “*Large Ion Lithophile*” (LILE): Con cationes grandes y baja carga (potencial iónico <2). Ej. Rb y Ba que son excluidos de las estructuras minerales por ser demasiado grandes para acomodarse en los sitios disponibles.

(2) Elementos “*High Field Strength*” (HFSE): Cationes pequeños y muy cargados, (potencial iónico >2), que como el Th^{+4} tiene un radio similar al Ca^{+2} , pero su mayor radio iónico no le permite ocupar el lugar del Ca. Los elementos con radio iónico pequeño y relativa carga baja tienden a ser compatibles (elementos mayores y metales de transición). Entonces se puede decir que elementos de similar carga y tamaño tendrán un comportamiento geoquímico similar (Figura 5.3). De manera generalizada, los elementos incompatibles que pertenecen al grupo LFSE (Cs, Sr, K, Rb, Ba) son móviles, mientras que los HFSE son inmóviles. Este último grupo incluye a las tierras raras (REE), Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta y P (Pearce, 1983).

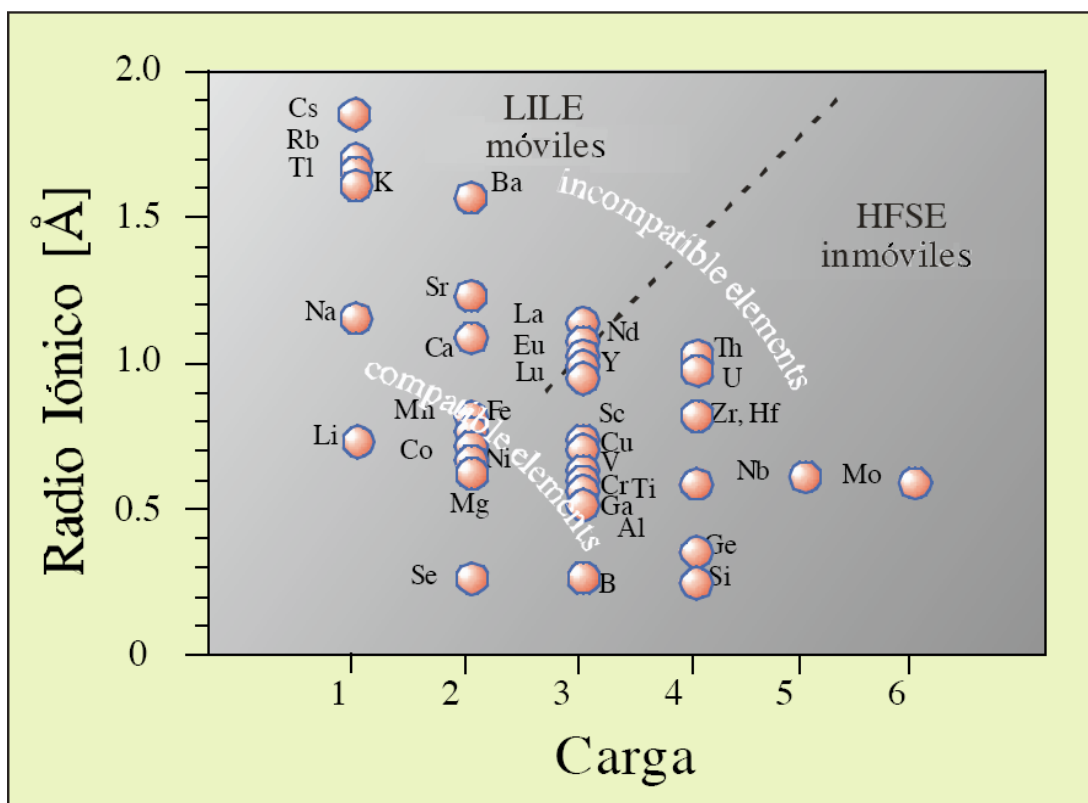


Figura 5.3 Gráfico carga iónica versus radio iónico, mostrando los elementos compatibles (inferior izquierdo) e incompatibles (superior derecho). Modificado de Worner y Mamani (2008)

La distribución de los elementos traza en las distintas fases puede ser descrita mediante el *coeficiente de distribución* o *coeficiente de partición*. Este coeficiente es principalmente usado en la geoquímica de elementos traza y describe la distribución de estos elementos entre un mineral y un fundido (Rollinson (1993). Este coeficiente queda definido por:

$$K_d = \left[\frac{C^{\text{mineral}}}{C^{\text{fundido}}} \right]_{\text{elemento}}$$

Donde: K_d es el coeficiente de distribución de Nernst; C es la concentración del elemento traza expresada en ppm o en % en peso tanto en el mineral como en el fundido. Si el elemento traza en cuestión presenta un coeficiente de partición <1 , se

dice que éste tiene preferencia por el fundido y se le llama “incompatible”, de lo contrario si el coeficiente es >1 , éste elemento tendrá preferencia por el sólido y por tanto se le denominará “compatible”.

Los diagramas son del tipo multielementos o “spider”, muestran la distribución de los elementos traza en la roca. Los elementos son ploteados en el eje de las abcisas contra sus concentraciones normalizadas con un patrón en el eje de las ordenadas (a escala logarítmica de base 10).

Hay tres maneras de normalización de elementos traza para diagramas multielementos: con la composición de un manto primitivo (manto antes de haberse formado la corteza continental); un meteorito condrítico (*condrito*) compuesto por olivino-piroxeno; y un basalto de dorsal medio-oceánica (*MORB*). La normalización con un patrón, permite eliminar el efecto de variación por abundancia (patrón *zig-zag*) e identificar el grado relativo de fraccionamiento (Chirif, 2008). Los valores y razones de valores normalizados son denotados por el subíndice ‘n’. Ej. (Sm/Yb) n.

5.2 Unidades magmáticas

Para efectos de comparación, las muestras de roca fueron agrupadas de acuerdo a su composición, edad y ubicación geográfica, obteniendo seis grupos o unidades magmáticas (Figura 5.4). Solamente las muestras provenientes del estudio de Longo (2005) tienen análisis por roca total y edades radiométricas. Las muestras del trabajo de Davies (2002) y del presente estudio, no todas las muestras cuentan con datación,

asignándose edades inferidas de acuerdo a interpretación en gabinete y a relaciones estratigráficas observadas en campo.

- (1) Unidad magmática Yanacocha, comprende rocas del Complejo Yanacocha descrito por Longo (2005) y sus edades varían entre 19 y 9 Ma, corresponden al Mioceno Medio a Superior.
- (2) Unidad magmática Minas Conga (23-16 Ma) que pertenecen al Mioceno Inferior, además de Perol y Chailhuagón contiene muestras de los yacimientos Michiquillay y El Galeno.
- (3) Rocas coetáneas al Volcánico Porculla (Unidad magmática Porculla) con edades entre 29 y 19 Ma entre el Oligoceno Superior y Mioceno Inferior.
- (4) Unidad magmática Pativilca (42-29 Ma; Mamani, 2010), contiene también diques gabroicos del área de El Galeno con edades de 29 Ma. Aunque en el distrito hay una inactividad o “*gap*” volcánico entre 31 y 26 Ma, según este estudio, (Figuras 2.2 y 2.4).
- (5) Rocas coetáneas al Volcánico Llama (Unidad magmática Llama) entre 55 y 42 Ma en edad, dentro del Eoceno Inferior.
- (6) Rocas coetáneas al Batolito de la Costa (Unidad magmática Batolito de la Costa) con edades entre 59 y 57 Ma, del Paleoceno al Eoceno Superior.

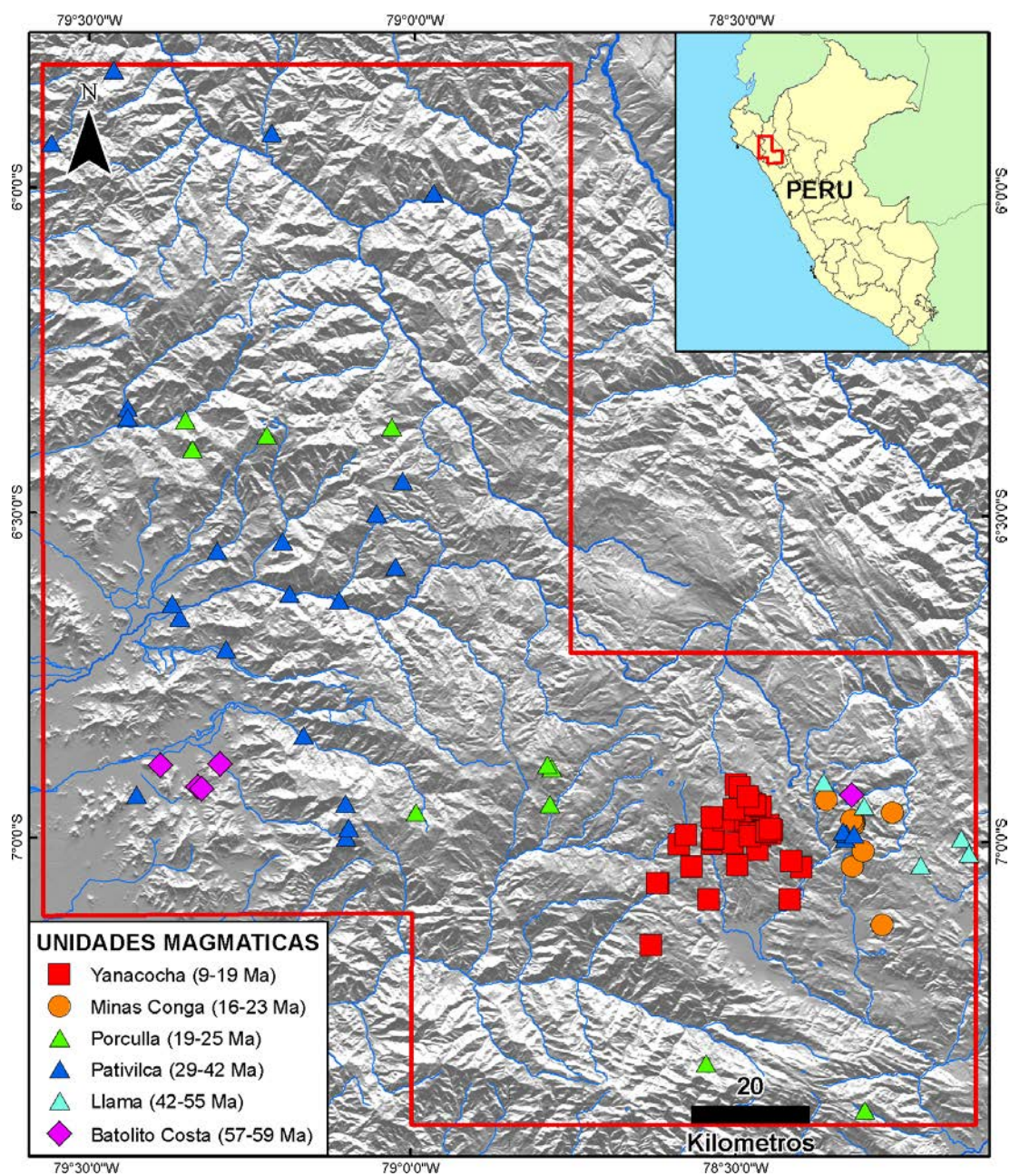


Figura 5.4 Ubicación de muestras en el área de estudio, clasificados por unidades magmáticas.

5.3 Diagramas con elementos mayores

Los elementos mayores son normalizados a un 100% sobre una base libre de volátiles para facilitar la comparación. De acuerdo al diagrama TAS (Figura 5.5; Cox

et al, 1979) se observa que la mayoría de rocas muestran un magmatismo del tipo subalcalino, de composición intermedia a ácida y aumentan en sílice conforme aumenta el contenido de álcalis total; de acuerdo al diagrama de Percerillo y Taylor (1976). En la figura 5.7, las rocas caen en el rango entre calcoalcalinas medias a ricas en potasio (K).

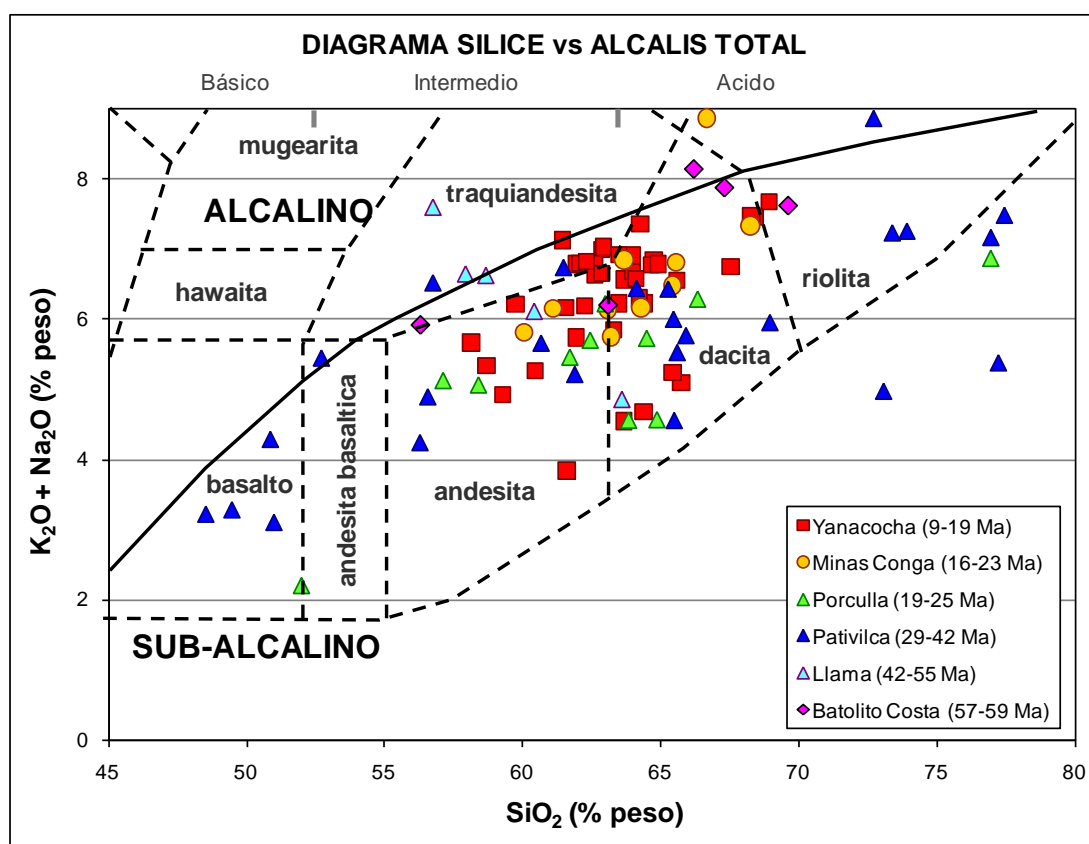


Figura 5.5 Diagrama Sílice versus Álcalis Total, a partir de Cox et al (1979) adaptado por Wilson (1989).

- Rocas del Volcánico Yanacocha, muestran un rango de concentración de sílice entre 58 y 69%, desde andesita a riolita, y definen rocas calcoalcalinas con contenido de medio a alto en K. Aunque si se subdividen (Figura 5.6), las rocas asociadas a las fases mineralización y alteración (9-13 Ma; Longo 2005) caen en

el campo calcoalcalino en transición o en el límite con calcoalcalinas ricas en K y son de composiciones más ácidas (62-68% SiO₂) que las “estériles”, es mas se observa que hay un aumento de sílice con el tiempo.

- Rocas del área Minas Conga, Michiquillay y El Galeno corresponden a intrusivos, y al igual que en Yanacocha muestran un rango más estrecho de contenido de sílice (60-68%) variando entre calcoalcalinas medias a ricas en K (2-4%). Las rocas asociadas a las fases mineralización y alteración caen en el campo calcoalcalino rico en K y son de composiciones más ácidas (63-68% SiO₂).
- Rocas coetáneas al Volcánico Porculla, muestran un rango amplio de sílice (52-77%) y la mayoría son del tipo calcoalcalino con un contenido medio de K. Pero estos rangos de sílice difieren si se subdividen por edad y distribución espacial. Dos muestras caen dentro del campo toleítico (bajo K).
- Rocas de unidad magmática Pativilca cuenta con un rango de sílice variable (48 y 77%), la mayoría con un contenido medio de K. Los diques gabroicos del Oligoceno (29.4 Ma) de El Galeno son de composición más básica (48-52% SiO₂) que las muestras Miocénicas (16.5–23.2 Ma) de la misma área.
- Rocas de unidad magmática Llama, son de composición intermedia con estrecho rango de contenido de sílice (56-63%) y caen en el campo calcoalcalino con un contenido medio a alto de K. No hay una variación definida probablemente debido a que se necesita una mayor cantidad de muestras.

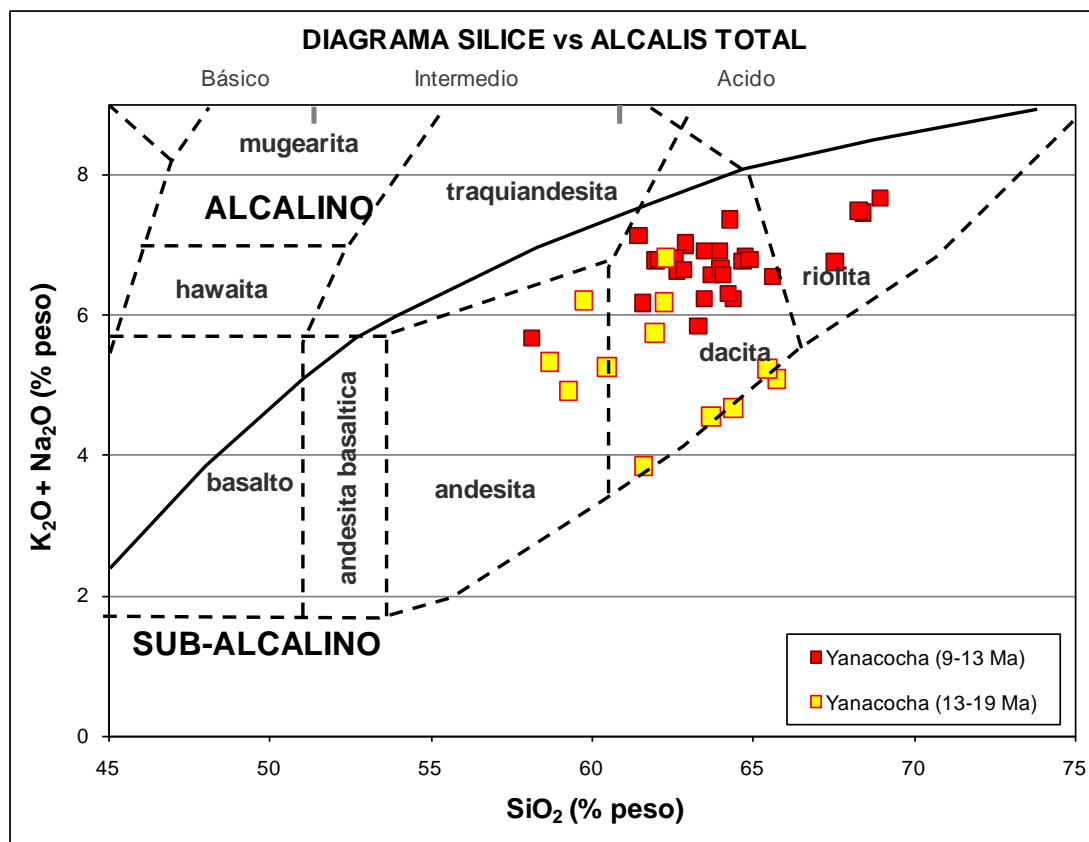


Figura 5.6 Diagrama de variación de Sílice versus K_2O (Cox et al., 1979) para rocas de la unidad Yanacocha.

- Rocas coetáneas al Batolito de la Costa, todas las muestras caen dentro del campo calcoalcalino rico en K. Tres de estas muestras que se ubican en las cercanías de Minas Conga son de composición intermedia a acida (56-70% SiO_2); las otras cuatro muestras ubicadas en la zona oeste de área de estudio, muestran una composición ácida (63-69% SiO_2).

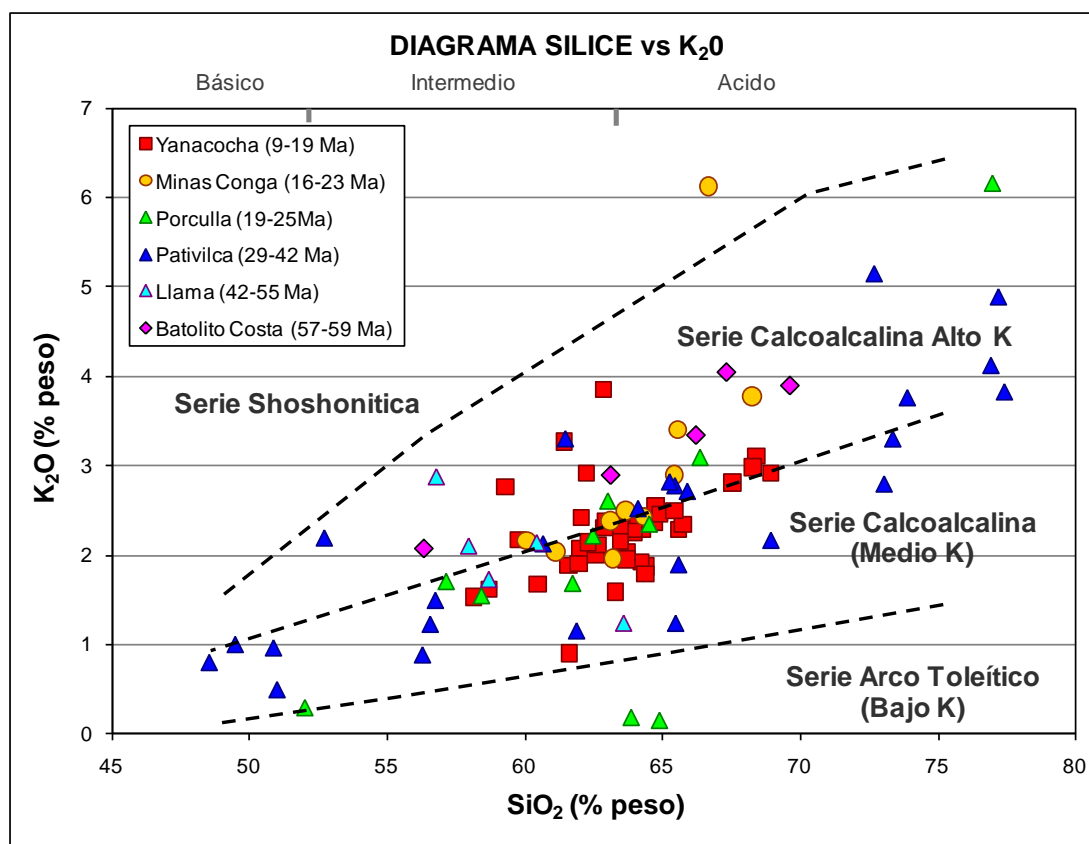


Figura 5.7 Diagrama de variación de Sílice versus K₂O para rocas subcalcinas a partir de diagrama de Percerillo y Taylor (1976).

5.4 Diagramas con elementos traza

Los elementos son plotados en el eje de las abscisas contra sus concentraciones normalizadas con un patrón (concentración en la roca / concentración en el condrito) en el eje de las ordenadas. Los elementos están ordenados en orden creciente a de número atómico, o en orden decreciente de radio iónico o creciente de compatibilidad (es decir, los más incompatibles a la izquierda)

5.4.1 Diagrama de tierras raras

El patrón usado para la normalización fue un condrito a partir de datos de McDonough y Sun (1995). Hay un enriquecimiento en tierras raras livianas (La-Pr) y empobrecimiento en tierras raras pesadas (Er-Lu). Ausencia de anomalías de Eu, aunque las pocas anomalías negativas en Europio (Eu^{+2}) corresponden a tobas e intrusivos félsicos: toba dacítica, pórfido dacítico y granodiorita. Ver figura 5.8.

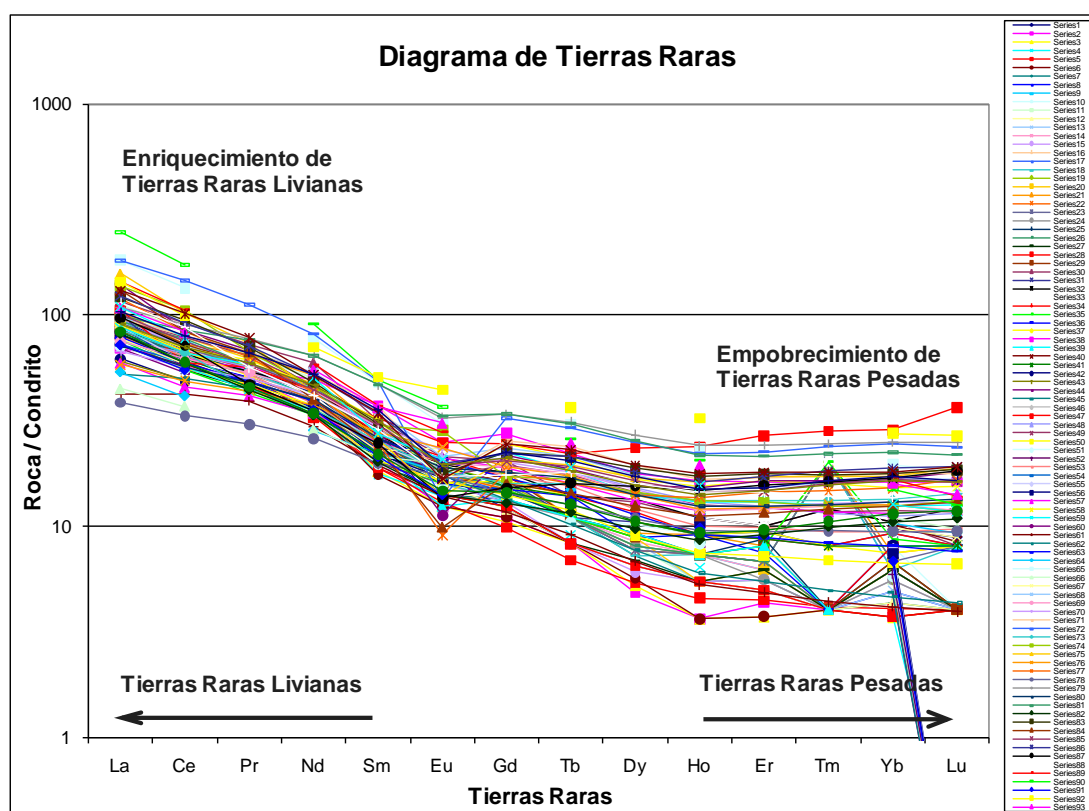


Figura 5.8 Diagrama multielementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), ordenados del más joven al más antiguo.

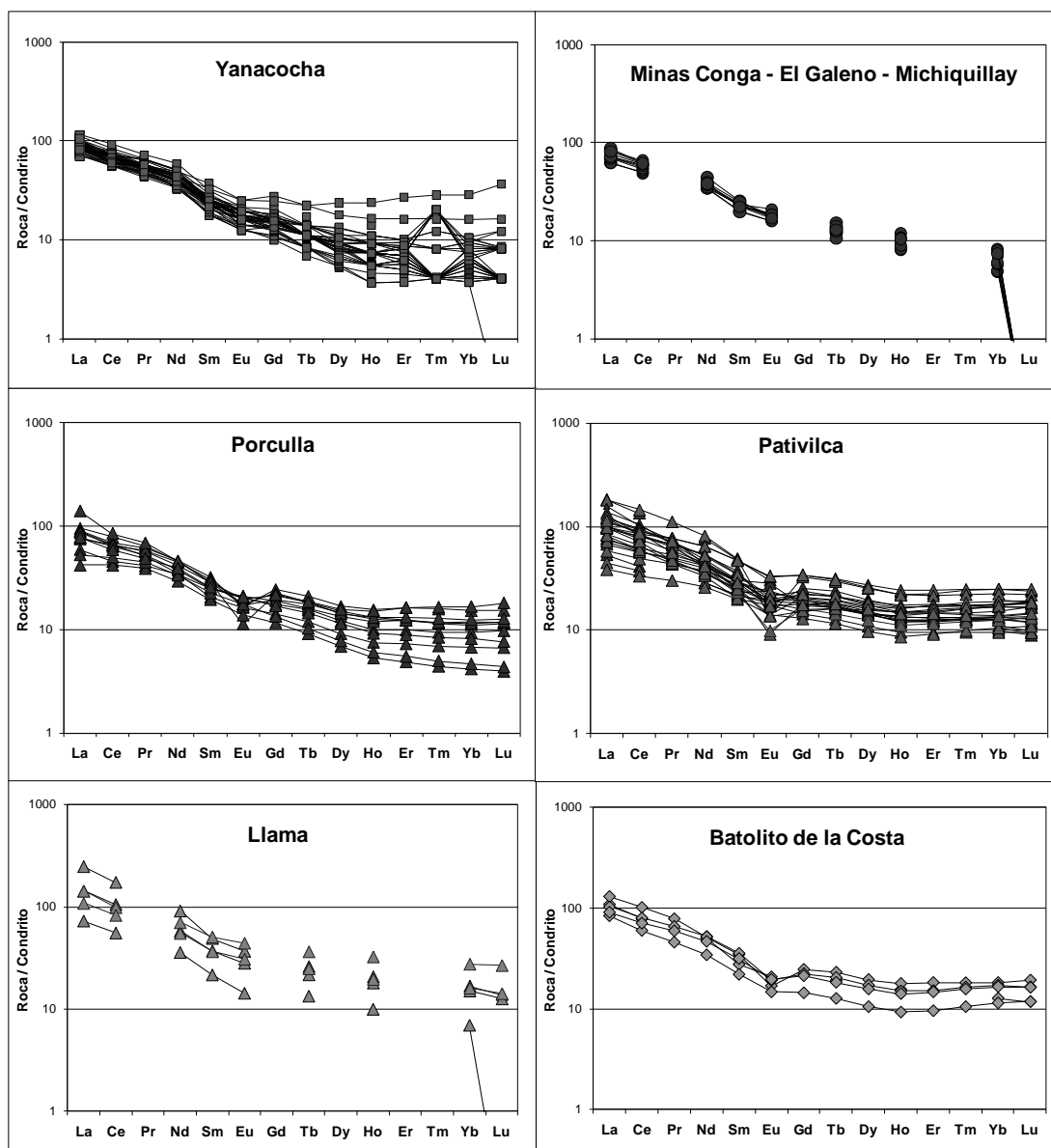


Figura 5.9 Diagrama multielementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), para cada unidad magmática.

- Las rocas de la unidad Yanacocha, si bien es cierto muestran un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) y empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE), al subdividirlas (Figura 5.10) en rocas asociadas a la fase de alteración-mineralización (9-13 Ma) y rocas “estériles” (13-19 Ma), se observa un mayor empobrecimiento de tierras raras pesadas (Sm-Lu) con el tiempo, es decir las

rocas “estériles” (cocientes roca/condrito >8 para Yb y Lu) muestran valores más altos desde Sm a Lu respecto a las rocas asociadas a alteración-mineralización (cocientes roca/condrito <8 para Yb y Lu) conforme evoluciona el sistema con aumento de SiO₂. Al observar este contraste entre estas dos fases, se podría usar este valor para discriminar rocas con posible firma de magma “fértil” (cociente roca/condrito <8 para Yb y Lu) de “estériles” (cociente roca/condrito >8 para Yb y Lu), así se tendría este valor para usarlo como un criterio geoquímico en la evaluación y selección de targets. En la figura 5.9 el límite inferior de esta unidad está definido por una dacita tardía (9.91 Ma) y el límite superior por una andesita de la unidad Andesita Inferior (*Lower Andesite*) de 19.53 Ma.

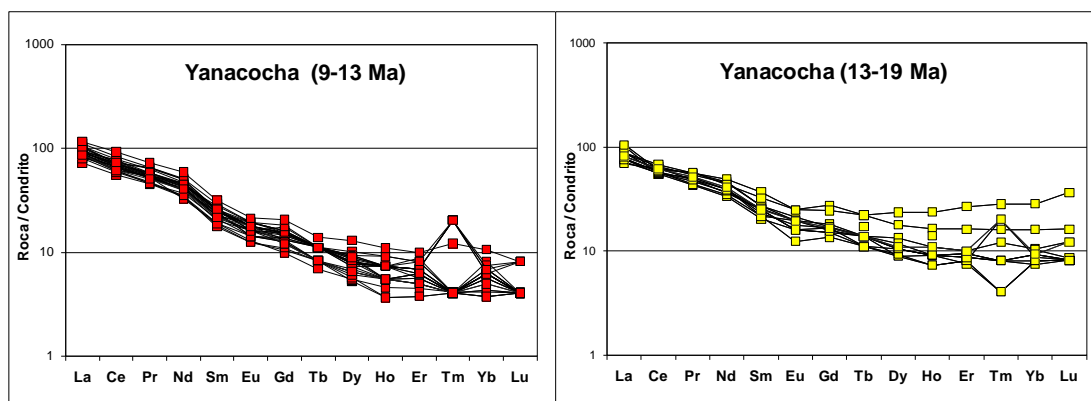


Figura 5.10 Diagrama multielementos de tierras raras normalizadas al condrito (McDonough y Sun, 1995), para unidad magmática Yanacocha asociadas a la fase de alteración y mineralización (9-13 Ma) y fase “estéril” (13-19 Ma).

- Al igual que en Yanacocha, las rocas de la unidad Minas Conga muestran un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) pero menor empobrecimiento en tierras raras pesadas (cocientes roca/condrito <8 para Yb), con débil o casi nula anomalía de Eu. Según Rollinson (1993), este empobrecimiento de HREE

relativo a la LREE probablemente indica la presencia de granate residual en la fuente.

- En la unidad Porculla, dos muestras con anomalía negativa de Eu que corresponden a granodiorita. Hay dos poblaciones con cocientes roca/condrito <8 para Yb y Lu, una al sur del distrito de Yanacocha con edades entre 24-26 Ma y otra al oeste del distrito de Yanacocha, 3 km al NNW de Sipán con edades de 19-20 Ma. Las demás rocas tienen cocientes roca/condrito >8 .
- Rocas de unidad Pativilca con menor empobrecimiento de tierras raras pesadas (cocientes roca/condrito >8 para Yb y Lu).
- Rocas de unidad magmática Llama muestran abundancia o valores de tierras raras más altas respecto a las rocas de Yanacocha y Minas Conga, sobretodo en tierras raras pesadas (cocientes roca/condrito >8 para Yb y Lu).
- Las rocas unidad Batolito de la Costa, también señalan un enriquecimiento en tierras raras livianas y menor empobrecimiento de tierras raras pesadas (cocientes roca/condrito >8 para Yb y Lu).

En general, hay un fuerte fraccionamiento debido al enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE) y empobrecimiento en tierras raras pesadas (HREE) que es característico de magmas que provienen de corteza continental (Petrinovic et al., 2005) sobretodo en las unidades Yanacocha y Minas Conga. El empobrecimiento de tierras raras pesadas en los dos unidades mencionadas, revela la presencia de granate residual en la fuente, indica que estas tierras raras fueron consumidas por el magma que cristalizó probablemente en granate, interpretándose entonces que provienen de una fuente relativamente profunda. Hay ausencia de anomalías de Eu, aunque las

pocas anomalías negativas en Europio (Eu^{+2}) corresponden a tobas e intrusivos de las unidades Porculla y Pativilca, que indican fraccionamiento de plagioclasas en el sistema y formación somera o cercana a la superficie. Rocas asociadas a alteración y mineralización de unidades como Yanacocha (9-13 Ma) y Minas Conga, muestran cocientes roca/condrito <8 para Yb y Lu que corresponden a un arco con señal adakítica. Mientras que los unidades asociados a rocas “estériles” muestran cocientes roca/condrito >8 para Yb y Lu que corresponden a un arco normal (Rabia, 2008).

5.4.2 Diagrama de cocientes

- Las muestras de la unidad Yanacocha (Figura 5.11) caen dentro del campo adakítico, y se observa que con el tiempo hay un aumento de Sr/Y (desde 15 a 178) a medida que el Y descende (desde 43 hasta 5 ppm). En la figura 5.12, las rocas “estériles” del Volcánico Yanacocha (13-19 Ma) varían entre 15-64 Sr/Y, mientras que rocas asociado a alteración-mineralización de Yanacocha entre 68-178 Sr/Y. Entonces de acuerdo a la figura 5.11, para identificar rocas con firma de magma “fértil” asociados a un deposito de alta sulfuración se podría usar el rango de valores de Sr/Y entre 150 y 61.
- Las rocas de unidad Minas Conga muestran una transición desde un arco normal andesita-dacita-riolita a un campo adakítico, con valores de Sr/Y entre 52 y 22, y de Y entre 10 y 17 ppm. De igual manera como criterio de selección de targets asociados a un deposito porfirítico, se puede usar los rangos entre 60 y 31 para el cociente S/Y.

- De las rocas coetáneas al Volcánico Porculla, la mayoría de muestras tienen características de un arco normal, solo las rocas al sur de Yanacochoa (8-9 ppm Y) y cerca de Sipán (12-17 ppm Y) caen dentro del campo adakítico de la unidad Yanacochoa.
- Todas las muestras de las unidades Pativilca y Llama tienen valores altos de Y (15-44 ppm) y cocientes bajos de Sr/Y (<50), cayendo en el campo de arco normal.
- Rocas de la unidad Batolito de la Costa tienen características de arco normal, con valores de Y entre 16 y 31 ppm, y Sr/Y menores a 30.

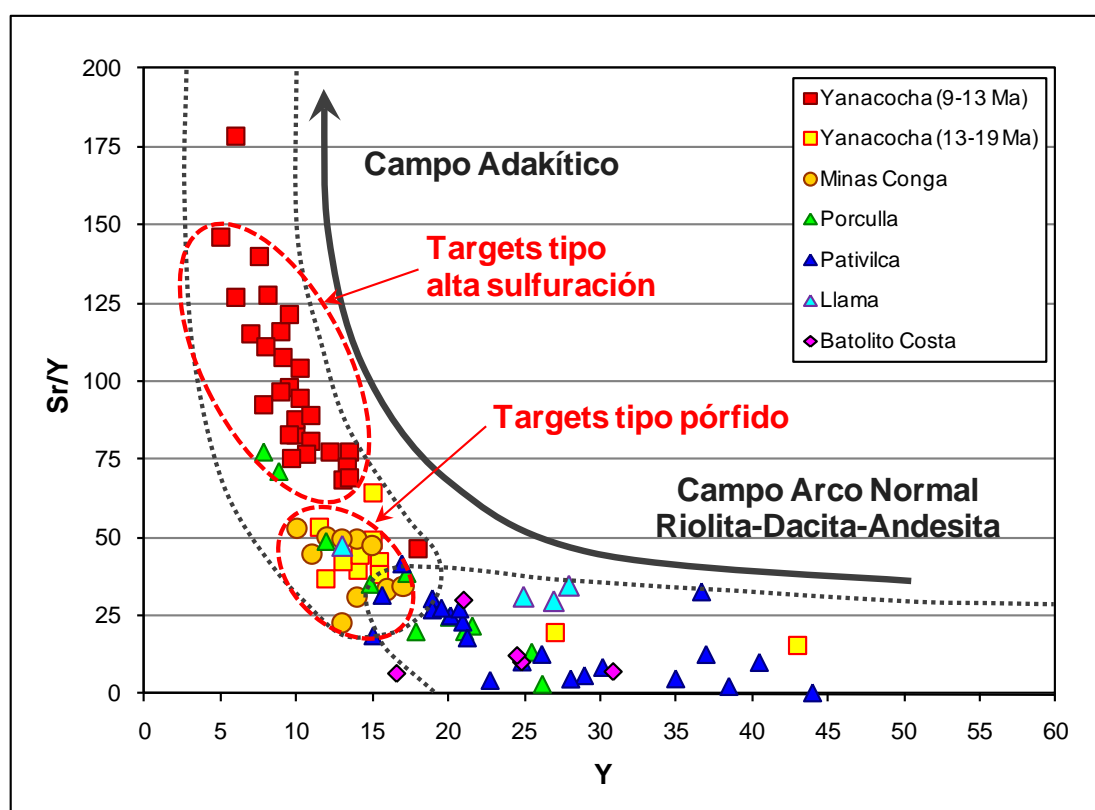


Figura 5.11 Diagrama de Sr/Y versus Y, mostrando la evolución en el tiempo de las rocas desde un arco normal (rocas calcoalcalinas) hacia el campo adakítico (“*adakite-like*”).

A partir de la figura 5.11, se observa que en general hay un aumento en valores de cociente Sr/Y y disminución de Y con el tiempo, con una evolución desde un campo de arco normal a un campo adakítico, mejor observado en la unidad Yanacocha, que muestra una fuerte señal adakítica. Según Rabia (2008), la señal adakítica en los Andes, se dio debido al engrosamiento cortical (>50 km de espesor de la corteza) de un arco y este debido a un acortamiento tectónico en un régimen fuertemente compresivo.

- Según el diagrama de cocientes Sm/Yb versus Sr/Y de la figura 5.12, rocas asociadas a fase de alteración y mineralización del Volcánico Yanacocha muestran cocientes Sm/Yb altos (3.18-5.6) que aumentan al incrementarse el cociente Sr/Y (de 68.3 a 145.8); esto se puede interpretar como una mineralogía residual de baja presión dominada por anfíbol en transición a una asociación mineralógica de alta presión dominada por la presencia de granate. Mientras que las muestras pre-mineralización muestran valores más bajos de Sm/Yb (2.3-3.3) y Sr/Y (15.5-64.2). Espesores corticales y profundidad de asimilación de ~35-40 km para la unidad Yanacocha pre-mineralización y ~40-50 km para la unidad Yanacocha asociado a fase alteración-mineralización.
- Las rocas la unidad Minas Conga tienen cociente de Sm/Yb que varían entre 2.8 y 5.2. A excepción de la muestra de El Galeno, las muestras caen en el rango de dominio del anfíbol (Ver tabla 5.1). Profundidad de asimilación y espesor de corteza de ~35-45 km.
- Rocas más antiguas como las de la unidad Batolito de la Costa, Llama, Pativilca y la mayoría de Porculla tienen ratios Sm/Yb <3 indicando que tienen como

mineral residual al piroxeno que indica baja presión y menor espesor cortical. Profundidad de asimilación de ~35-40 km para unidad Porculla y ~30-35 km para unidades Pativilca, Llama y batolito de la Costa.

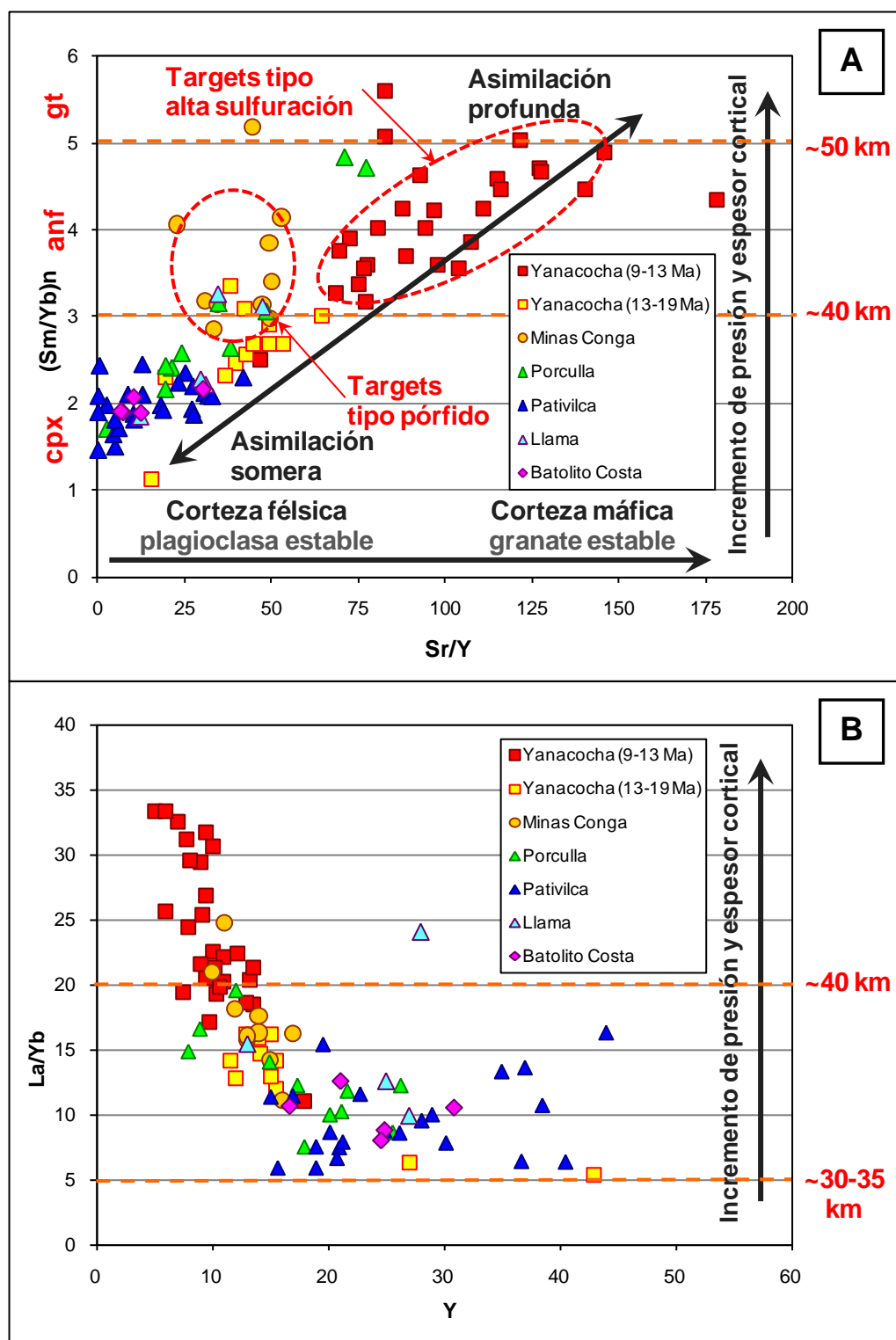


Figura 5.12 (A) Diagrama de Sm/Yb (tierras raras pesadas) normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) versus Sr/Y, con minerales residuales, espesor y composición cortical, y profundidad de asimilación aproximados a partir de trabajos de Kay et al. (1999) y Mamani (2009). (B) Cociente La/Yb versus Y mostrando valores de espesor cortical a partir de Hildreth y Moorbath (1988), para validar valores de espesor de gráfico A.

El diagrama de la figura 5.12 (A) indica cambios de presión, y esto implica cambios de espesor cortical y profundidad de asimilación. El incremento del cociente Sm/Yb en el tiempo se atribuye al incremento de presión, que causa un cambio de piroxeno a anfíbol, y de anfíbol a granate en el mineral residual que se encuentra en equilibrio con el magma (Kay et al., 1999). Entonces, viendo las muestras en conjunto se puede decir que hay un incremento en espesor cortical y profundidad de asimilación con el tiempo, es decir mientras evoluciona el sistema, en especial en Yanacocha en donde las profundidades de asimilación fueron distintas. Además, el espesor de la corteza para todas las unidades está confirmada en el diagrama de la figura 5.12 (B).

Tabla 5.1 Variación de rangos de valores de cocientes de elementos traza de las unidades magmáticas Yanacocha y Minas Conga.

Unidad Magmática	(La/Yb) _n	(Sm/Yb) _n	Sr/Y	Y (ppm)
Yanacocha (9-13)	17.2 - 68.4	3.18 - 5.6	68.3 - 178.33	5.0 - 13.5
Yanacocha (13-19)	5.4 - 16.1	2.3 - 3.3	15.5 - 64.2	11.1 - 43.0
Minas Conga	7.5 - 16.8	2.8 - 5.2	22.7 - 52.8	10.0 - 17.0

En la figura 5.13 se muestran unidades con firma de magma “fértil”, es decir favorables para exploración por depósitos tipo alta sulfuración y pórfido. Estos han sido comparados con rocas asociadas temporal y espacialmente a mineralización de depósitos epitermales como Yanacocha (9-13 Ma, según Longo, 2005) y porfiríticos como Minas Conga (15-23 Ma), Michiquillay (19-20 Ma) y El Galeno (16-17 Ma). Es así que se definen rasgos magmáticos y tectónicos tales como la hidratación del magma (magmas húmedos o hidratados), engrosamiento (> 40 km espesor, alta presión con granate residual) y composición cortical (dominio de anfíbol con contenido de granate) que asociados a la subducción son los que probablemente

controlen la mineralización en estos tipos de depósitos del Neógeno (Kay et al, 1999; Loucks, 2003; Mamani, 2009).

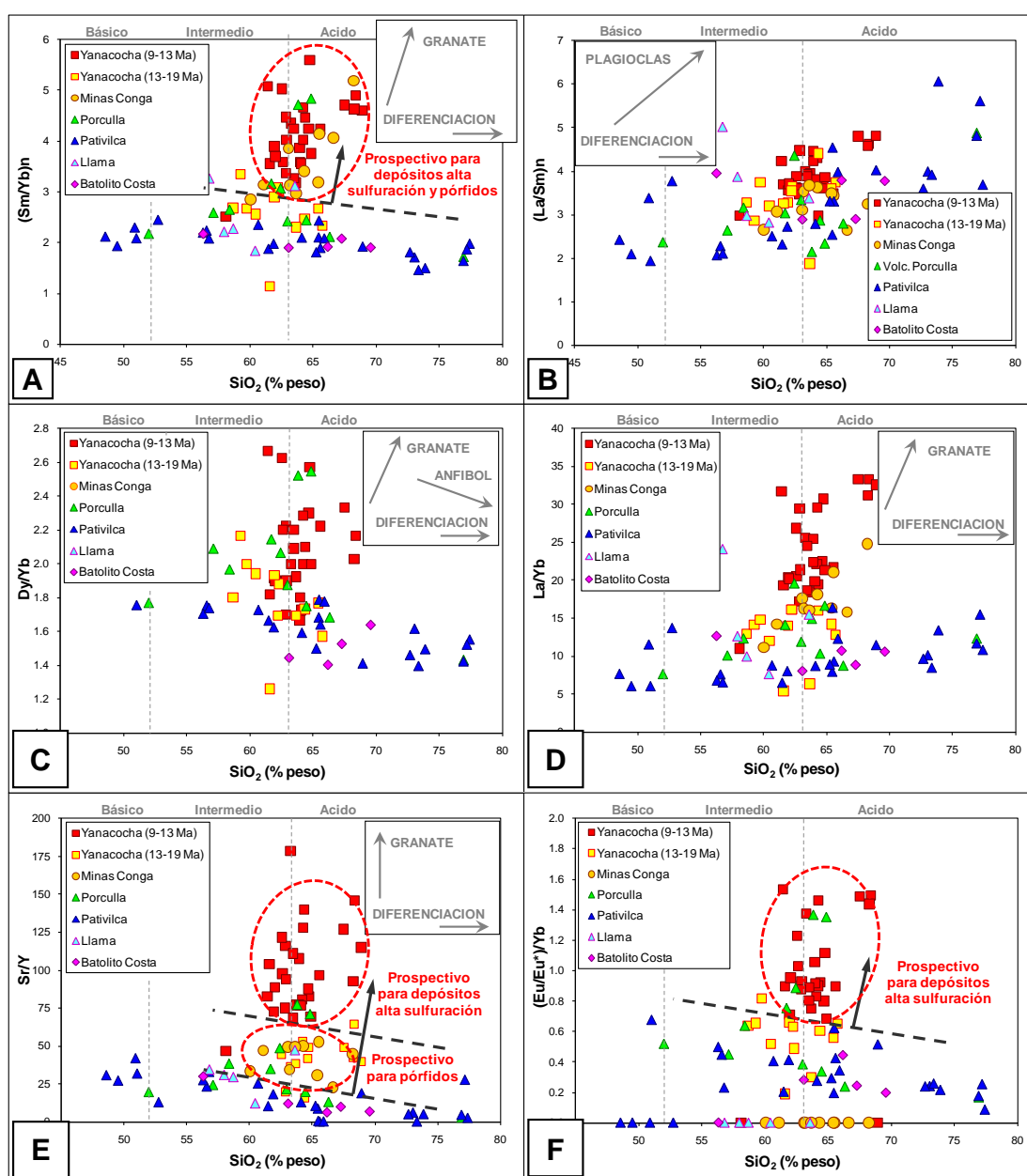


Figura 5.13 Diagrama de ratios (A) Sm/Yb y (B) La/Sm normalizados al condrito, (C) Dy/Yb, (D) La/Yb, (E) Sr/Y y (F) $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Yb}$ versus el contenido de sílice en las diferentes unidades magmáticas asociadas a mineralización de depósitos de alta sulfuración y porfíricos.

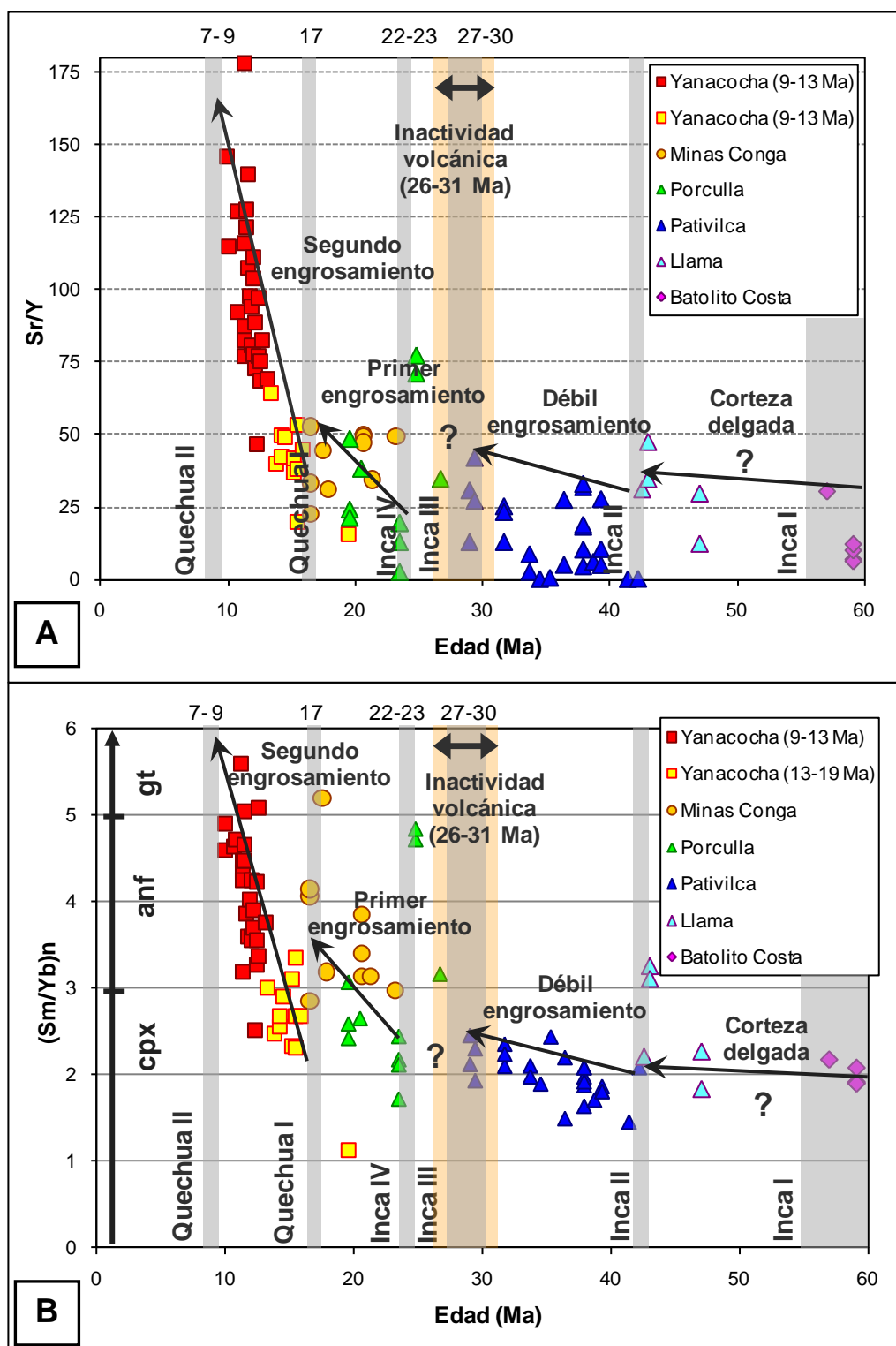


Figura 5.14 Diagramas de cocientes (A) Sr/Y y (B) Sm/Yb normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) versus edad de las rocas y su relación con las fases tectónicas (franja vertical blanca) y engrosamiento de la corteza en el tiempo. Las flechas negras indican los diferentes episodios de engrosamiento cortical (Mamani, 2009).

Si se observa la variación de cocientes $(Sm/Yb)_n$ y Sr/Y (Figura 5.14) en el tiempo, se nota el cambio que ha experimentado el espesor de la corteza continental desde el Paleoceno al Mioceno Tardío. Es así, que la petroquímica muestra que entre el Paleoceno y Eoceno Temprano, denotados por las unidades Llama (42-55 Ma) y Batolito de la Costa (55-59 Ma), se tenía una corteza relativamente delgada (~35-40 km según figura 5.12B); del Eoceno tardío al Oligoceno Temprano correspondería un débil o incipiente engrosamiento, coincidente con el régimen de baja convergencia (Davies, 2002; Noble y McKee, 1999; y Benavides, 1999); el fuerte incremento en el cociente $(Sm/Yb)_n$ podría corresponder al primer episodio de engrosamiento cortical que puede haber ocurrido entre los 24-22 Ma, inmediatamente después de la Fase Inca III, probablemente debido a la Fase Inca IV en un régimen compresivo con alta velocidad de convergencia (Figuras 2.4 y 5.14 y tabla 5.2) y posiblemente coetáneo con el primer levantamiento (“*uplift*”) en esta zona. El segundo episodio de engrosamiento podría haber ocurrido en el Mioceno con el inicio de la Fase Quechua I (17-16 Ma) y relacionado al segundo levantamiento de los Andes del Norte (Noble et al., 1990). Ambos períodos de engrosamiento cortical son coincidentes con los períodos de emplazamiento de intrusivos (23 Ma en Minas Conga) y mineralización-alteración (17-15 Ma en Cañariaco, El Galeno y Minas Conga) de los depósitos porfíricos en el norte del Perú.

Sin embargo, estudios geofísicos (Gutscher et al, 1999 y Rosenbaum et al., 2005) indican que este segundo levantamiento podría haberse dado por la subducción de la Dorsal Inca debajo de la placa Sudamericana a los ~12 Ma (Gutscher et al., 1999).

De acuerdo con estudios de Rosenbaum et al (2005) el arribo de esta anomalía topográfica en la zona de subducción estaría relacionado a la distribución espacial y temporal de los depósitos miocénicos (10-15 Ma, para La Granja y Yanacocha) del norte del Perú. Así mismo, se muestra la inactividad o "gap" volcánico entre 26-31 Ma en el norte del Perú, que podría relacionarse con una posible subducción plana durante la Fase Inca III.

Además, según Somoza y Ghidella (2005) hay un fuerte cambio en la velocidad de convergencia de placas a los 26 Ma, con valores máximos entre los 26-11 Ma de entre 12-13 cm/año en la latitud 7°S (tabla 5.2 y figura 5.15). La velocidad de convergencia de las placas podría estar relacionada a la formación de depósitos minerales del Mioceno, ya que a mayor velocidad de convergencia, mayor volumen de fluidos liberados, y mayor volumen de magma generado (Rabia, 2008).

Tabla 5.2 Predicciones de azimut y velocidad de convergencia promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana en el norte (latitud 7°S) del Perú (Somoza y Ghidella, 2005).

Lat. 7°S Long 278°E		
Intervalo (Ma)	Azimut (°E)	Velocidad (cm/año)
0-5	78.3	7.3
5-11	83.6	10.3
11-16	85.8	12.0
16-26	81.4	12.9
28-33	58.1	8.8
33-40	62.7	9.0
40-47	59.4	9.0
47-56	87.6	8.0
56-68	49.0	5.6
68-72	35.0	4.4

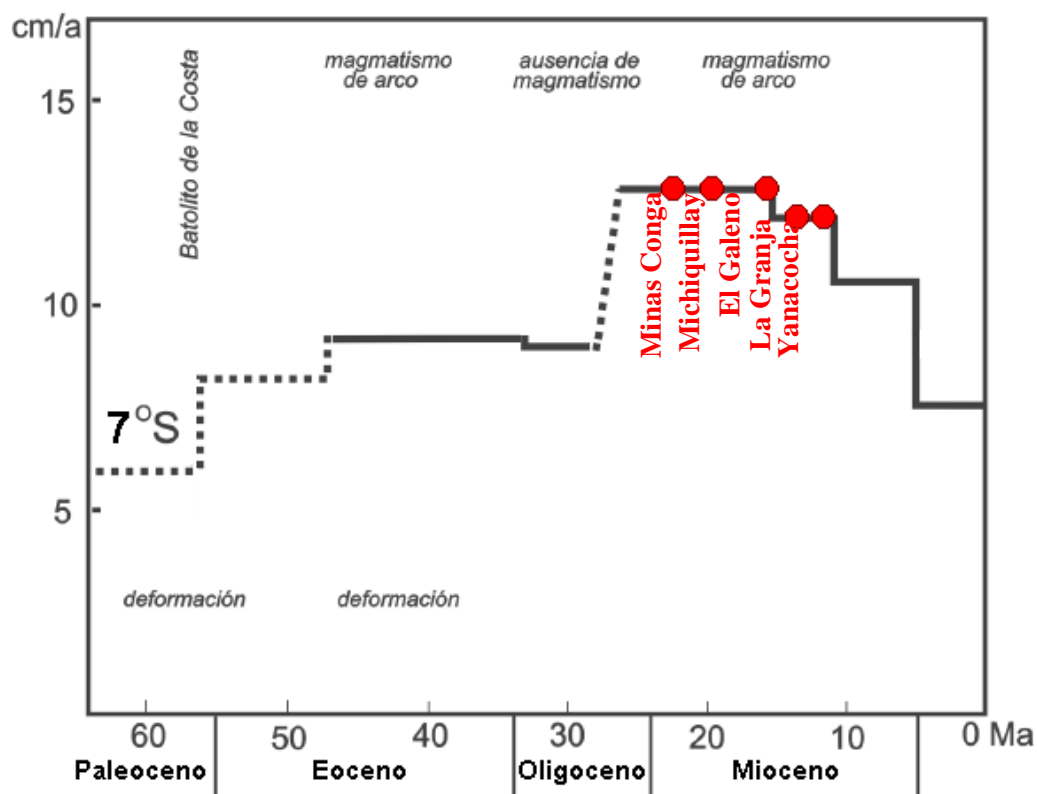


Figura 5.15 Convergencia entre placas de Nazca y Sudamericana en la latitud 7°S, con evolución tectónica y principales depósitos. Modificado de Somoza y Ghidella (2005).

El contenido o presencia de agua en el magma se puede medir con la fugacidad de oxígeno y este a su vez puede medirse con el cociente Eu/Eu^* (Mamani, 2010), de esta manera podemos diferenciar entre magmas húmedos y secos (Figura 5.16). En el diagrama de Sr/Y versus Eu/Eu^* se observa el rol del agua para suprimir la cristalización de plagioclasa y estabilizar granate, así mismo conforme la plagioclasa tiende a estabilizarse, los magmas se vuelven más húmedos.

El cociente Eu/Eu^* es una medida de la anomalía de Europio y valores mayores a 1.0 indican una anomalía positiva mientras que un valor menor a 1.0 es una anomalía negativa (Rollinson, 1993). A partir de rocas de la unidad Yanacocha asociada a

mineralización-alteración, se determinaron valores de Eu/Eu^* entre 0.8 y 1 (considerado como leve o casi nula anomalía negativa) como posible firma de magmas “fértiles” usándose también como criterio para selección de áreas con potencial exploratorio.

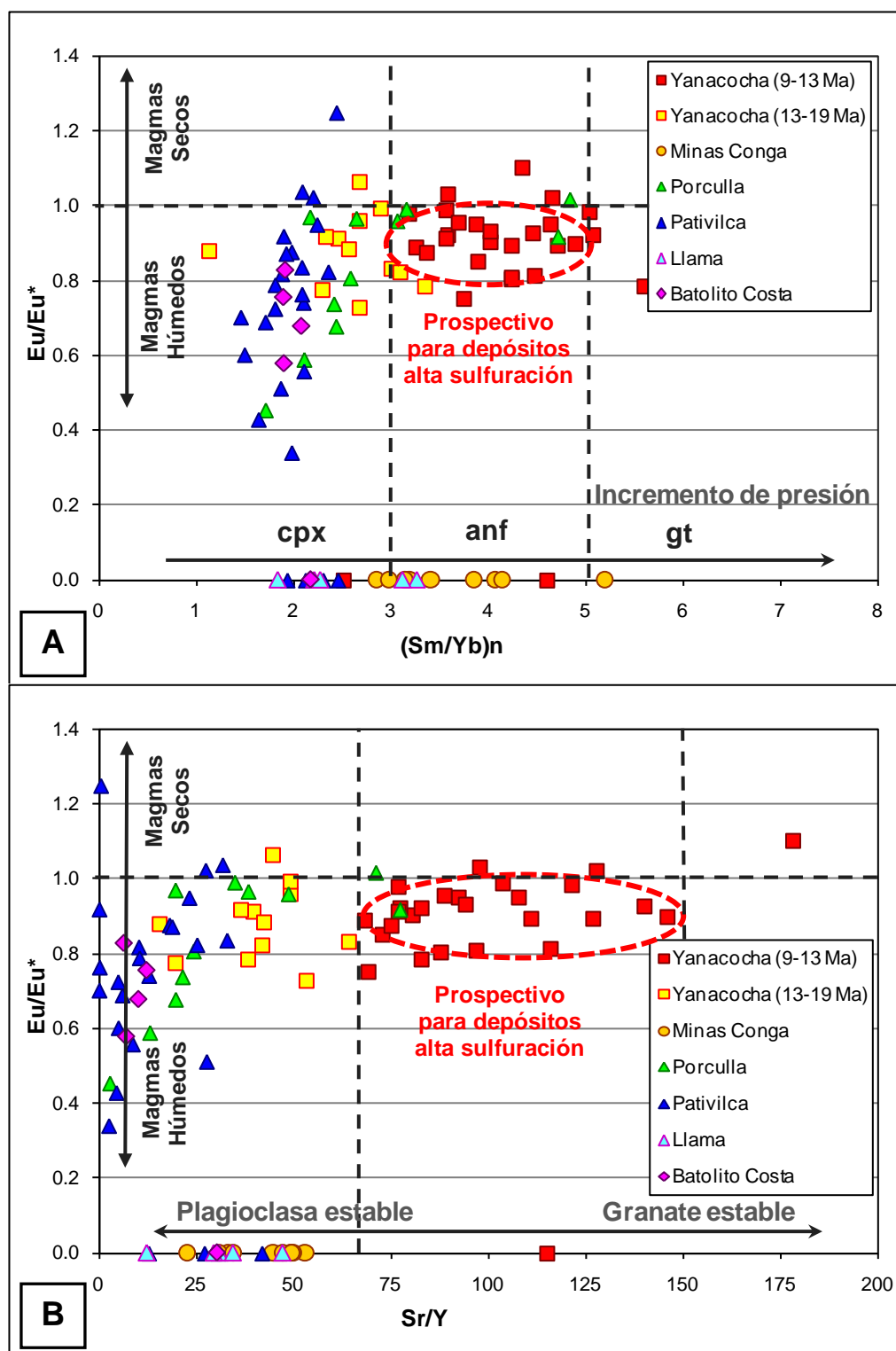


Figura 5.16 Diagrama de Sm/Yb (A) y Sr/Y (B) versus Eu/Eu^* . Cálculo de los valores de $Eu/Eu^* = Eu_n / \sqrt{[(Sm_n) \cdot (Gd_n)]}$, mostrando leve o casi nula anomalía negativa de Eu para rocas asociadas a mineralización y alteración en Yanacocha.

5.4.3 Modelamiento de Fusión Parcial

Durante la fusión los elementos traza sufren fraccionación, y como su distribución entre las fases que intervienen sigue las leyes de las soluciones diluídas, entonces se pueden establecer ecuaciones sencillas, que posibilitan la modelización del proceso de fusión parcial. La abundancia en elementos traza de los líquidos producidos durante la fusión parcial está controlada por el tipo de fusión y por las fases presentes en el sólido inicial (García y López Ruiz, 1994).

De los dos tipos de fusión parcial conocidos, en la fusión parcial en equilibrio (“*batch melting*”) el fundido generado (fase líquida o “*melt*”) está continuamente reaccionando y re-equilibrándose con la fase sólida residual, hasta que las condiciones mecánicas del sistema permiten el escape de este “*batch*” de magma.

Para modelar se uso la ecuación de Shaw (1979) para una fusión parcial en

equilibrio:

$$C_i = \frac{C_0}{F + D(1 - F)}$$

Donde: C_0 es la concentración del elemento traza en la fuente (en el sólido original no fundido), C_i es la concentración inicial del elemento traza en el fundido, F es el grado o porcentaje de fusión parcial (fracción fundida) y D es el coeficiente de partición global del sólido residual.

Para determinar el porcentaje de fusión parcial se usaron rocas modelo (*melts* o fases fundidas) con composiciones mineralógicas definidas. Cada fase fundida representa un protolito basáltico de la corteza inferior a partir del cual se simula o modela una

fusión de cada una de ellas. Para el balance de masas se usó como manto primitivo la composición de una roca del Volcánico Casma Inferior (112-90 Ma; $Sm = 1.74$, $Yb = 1.85$, $Sr = 174$, $Y = 19$) a partir de Pitcher et al. (1985), y coeficientes de distribución D (coeficiente de partición) tomados de Rollinson (1993).

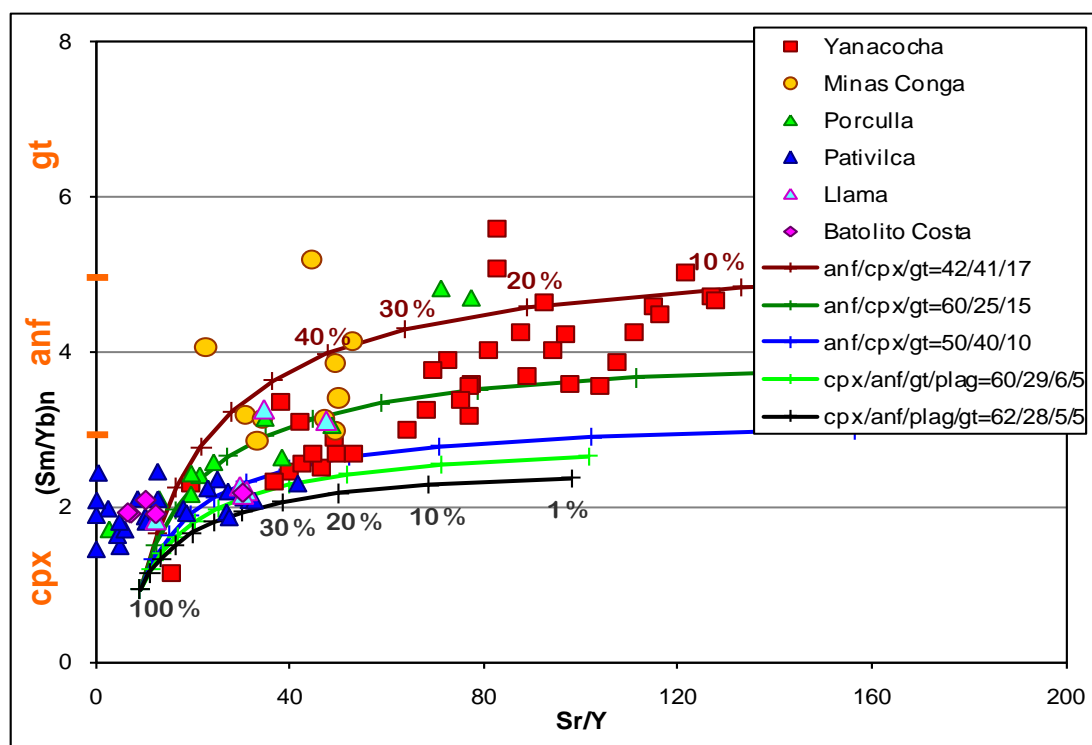


Figura 5.17 Diagrama de Sm/Yb (tierras raras pesadas) normalizado al condrito (McDonough y Sun, 1995) versus Sr/Y , mostrando los porcentajes de fusión parcial del manto o magma primitivo para diferentes composiciones mineralógicas.

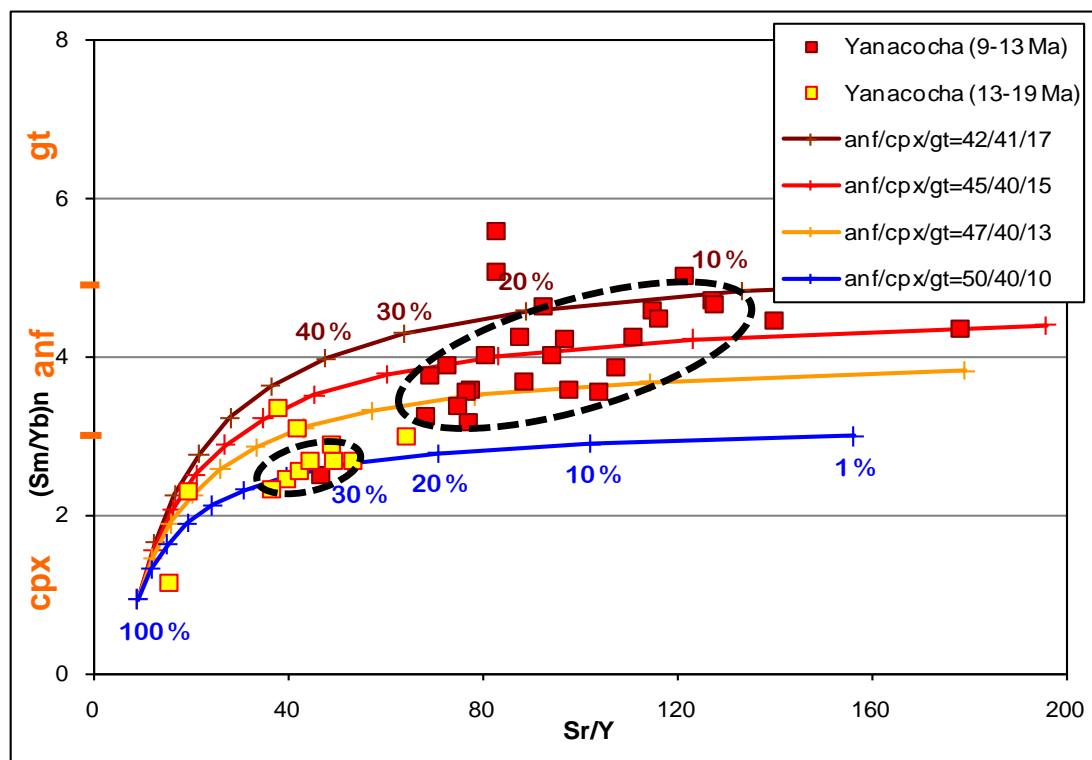


Figura 5.18 Diagrama de fusión parcial para rocas del Volcánico Yanacocha.

- La figura 5.17 muestra que la composición para las rocas de la unidad Yanacocha en porcentaje contienen anfíbol/clinopiroxeno/granate entre 50/40/10 y 42/41/17. Si se subdivide, los porcentajes de fusión parcial (F) para las rocas asociadas a la fase alteración y mineralización en Yanacocha están entre 10-25% (Figura 5.18) con composición mineralógica residual de anfíbol (42-47%), clinopiroxeno (40-41%) y granate (13-17%). Mientras que para la unidad Yanacocha pre-mineralización está entre 30-45% de fusión del magma primitivo, con anfíbol (50%), clinopiroxeno (40%) y granate (10%) como composición del mineral residual.
- Las muestras de la unidad Yanacocha (9-13 Ma) que caen fuera de la elipse de línea discontinua negra, son de composición más félsica, que muestran efectos de cristalización fraccionada. Por ello es recomendable que las muestras a modelar

sean de composición andesítica (52-64 % SiO₂), evitando una amplia dispersión. La dispersión dificulta encontrar el mejor modelo o composición de fase fundida y grado de fusión.

- Para la unidad Minas Conga se tiene una mineralogía residual de anfíbol (60%), clinopiroxeno (25%) y granate (12.5%), con fracción de fundido (de corteza inferior basáltica) entre 40 y 50%.
- A las rocas más antiguas, como las unidades Porculla (50-70% de fusión parcial), Pativilca (40-70% de fusión parcial) y Llama (30-50% de fusión parcial) contienen una mineralogía residual con dominio de clinopiroxeno (60-62%) y anfíbol (28-29%), y menor granate (5-6%) y plagioclasa (5%).
- Para la unidad Batolito de la Costa, no se pudo asignar un modelo de fusión parcial, debido a que no entran en el rango de porcentajes de fusión parcial de los modelos propuestos con el manto primitivo del Volcánico Casma. Aunque se usaron otros mantos primitivos del Neógeno, como por ejemplo el dique gabroico y andesita usados por Davies (2002) y Chiaradia et. al (2009), respectivamente, no se consiguió un adecuado modelo de fusión parcial.

Según el modelamiento de fusión parcial, rocas de la unidad Minas Conga (16-23 Ma) muestran una fuente con dominio de anfíbol más que clinopiroxeno y menor granate, y rocas de la unidad Yanacocha (9-19 Ma) muestran una fuente con mineralogía dominada por anfíbol-clinopiroxeno y moderado granate. Esto coincide con los estudios de Davies (2002), quien indica que la mineralización relacionada a los pórfidos del Mioceno Medio estuvieron asociados temporalmente al desarrollo de una fuente rica en anfíbol (menor presión y profundidad de asimilación), mientras

que los depósitos epitermales del Mioceno Tardío se desarrollaron a partir de la generación de magmas de una fuente granate-anfíbol (mayor presión y profundidad de asimilación).

El incremento temporal de granate y la relativa disminución de anfíbol en la unidad Yanacocha es consistente con el incremento de presión y por ende de profundidad de asimilación en el tiempo (desde el Mioceno Medio al Tardío), observados a partir del incremento en los cocientes de Sm/Yb y Sr/Y en las figura 5.12 A. De hecho, se puede decir que las rocas de la unidad Yanacocha asociadas a la fase de alteración y mineralización (9-13 Ma) tienen un origen con diferente composición mineralógica residual a las rocas de la unidad Yanacocha asociadas a la fase pre-mineralización (13-19 Ma). Es así que si se guía de la figura 5.2 (A) y 5.2 (B), el primer grupo mencionado tendría eclogita y el segundo anfíbolita con contenido de granate como composición de corteza inferior. El cambio de composición de anfíbol-clinopiroxeno a anfíbol-clinopiroxeno-granate muestra el quiebre o descomposición (“*breakdown*”) de anfíbol para formar granate, lo cual implica liberación de agua, y que según Kay et al. (1999) es el que favorece los procesos de alteración y mineralización que dan origen a los sistemas porfiríticos, con engrosamiento cortical durante una fase compresiva. Ver figura 5.19.

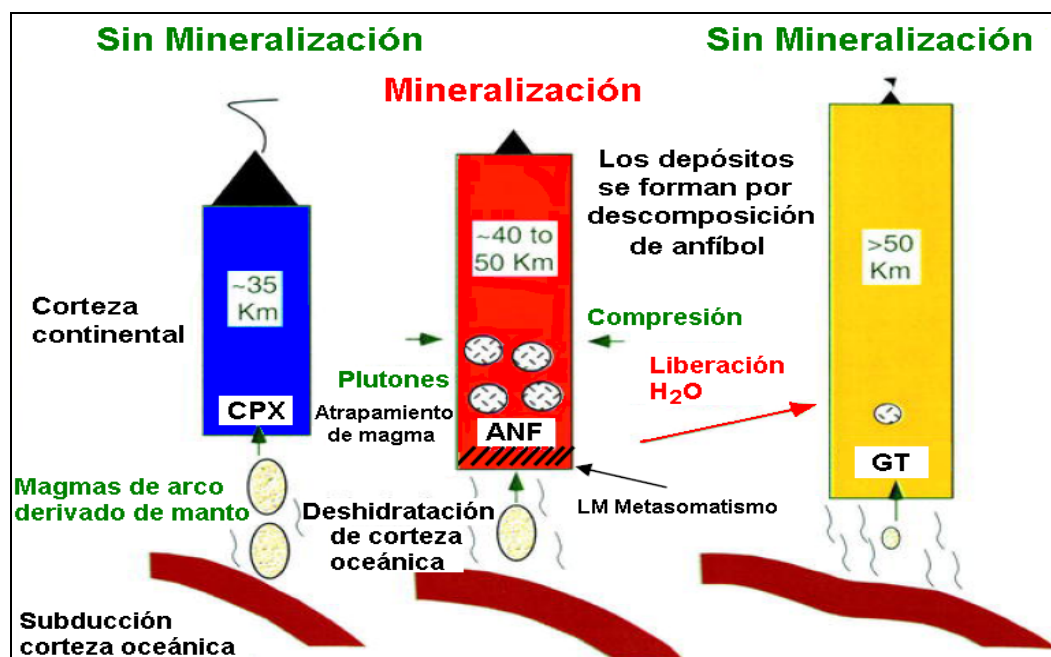


Figura 5.19 Modelo genético conceptual de formación de depósitos porfiríticos Miocénicos de los Andes Centrales asociados a magmas hidratados y engrosamiento de corteza continental en una zona de subducción. Modificado a partir de Kay et al. (1999).

Una fuente dominada por clinopiroxeno mayor a anfíbol con menor presencia de plagioclasa en el mineral residual indica una menor profundidad (menor presión) de asimilación de las rocas de las unidades Porculla, Pativilca y Llama. Debido a su diferente composición de magma parental, estas unidades del Eoceno, principalmente aquellos ubicados al noroeste, podrían pertenecer a un basamento o corteza inferior diferente a las unidades del Mioceno (Yanacocha y Minas Conga), probablemente asociados al Dominio Tectónico Olmos-Loja (Figura 5.20) que debido a la Deflexión de Huancabamba está separada del Dominio Cordillera Occidental. Las anomalías gravimétricas (Bouguer) están relacionadas al cambio de densidad de la corteza y por lo tanto del espesor y estos a su vez están relacionados a los diferentes dominios geotectónicos a escala regional (Mamani et al., 2010).

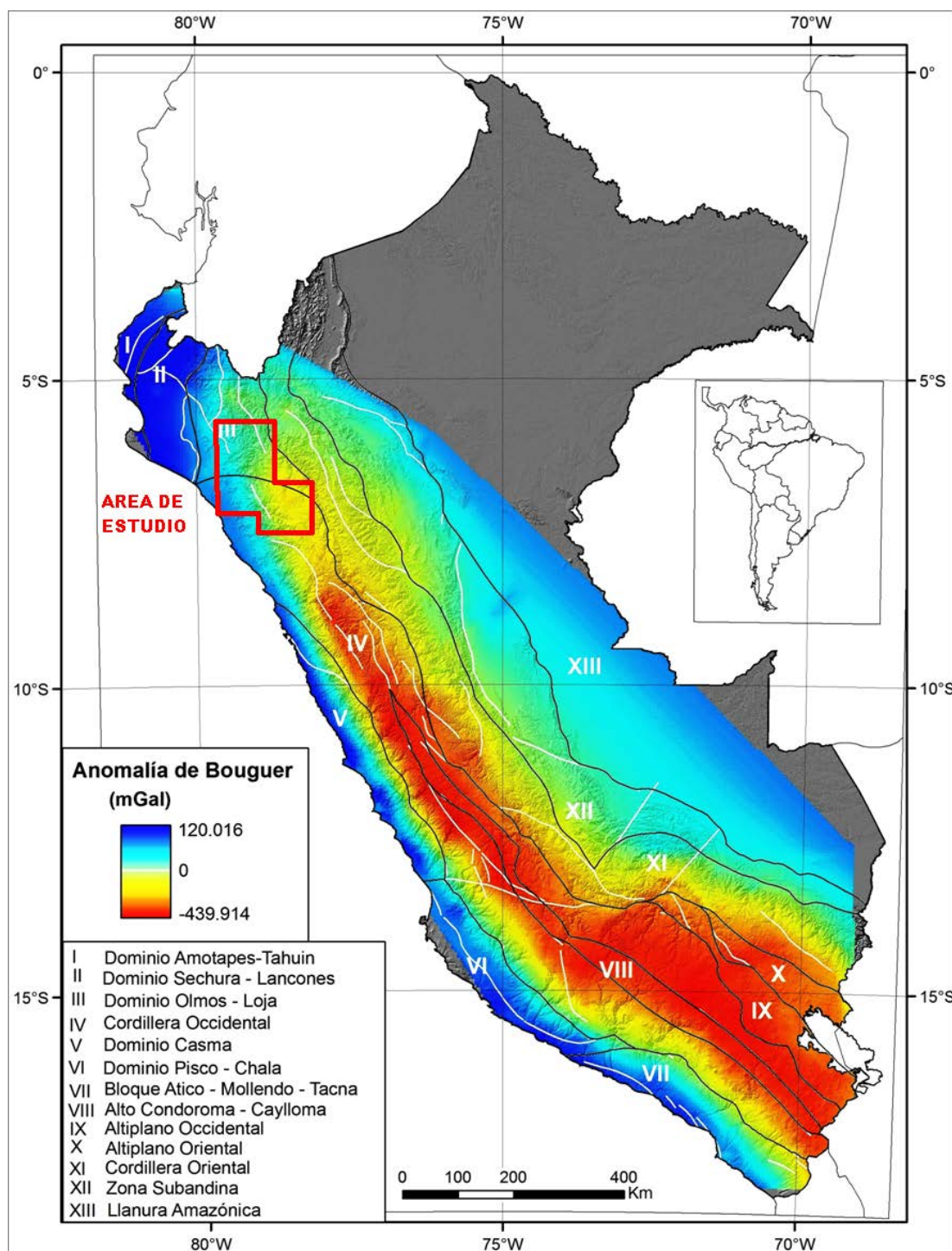


Figura 5.20 Mapa de las anomalías Bouguer y los dominios geotectónicos del Perú, mostrando el area de estudio que contiene a los dominios Olmos y Cordillera Occidental. Tomado de Mamani et al. (2009) y Carlotto et al. (2009).

5.5 Análisis Espacial

Al tener los parámetros de cocientes de elementos traza para depósitos de alta sulfuración (distrito Yanacocha) y porfiríticos (Minas Conga, Michiquillay y El Galeno), se puede ver como varían espacialmente, de tal manera que se pueden sugerir áreas con señales petroquímicas similares a estos sistemas. Los rangos o intervalos tomados están de acuerdo a los valores de los ratios de Sm/Yb (estabilidades de piroxeno, anfíbol y granate) y Sr/Y de acuerdo a las figuras 5.11 y 5.12.

En el distrito Yanacocha, se tomaron valores de Sm/Yb para la unidad Yanacocha asociada a fase de alteración-mineralización, es decir entre 3 y 5, que corresponden al campo de estabilidad del anfíbol. Es así que en la figura 5.21, en el distrito Yanacocha se muestra una vectorización, desde rocas pre-mineralización Yanacocha (con cocientes Sm/Yb de 3-4) en los bordes hasta rocas asociadas a fase mineralización-alteración Yanacocha (con cocientes Sm/Yb de 4-5) en el centro. Se tomaron los valores de 150-61 y 60-31 para Sr/Y usados para caracterizar rocas asociadas a un depósito tipo alta sulfuración y tipo pórfido respectivamente (Figura 5.22).

Los valores de Sm/Yb son coincidentes con los observados por Kay et al. (1999) en rocas asociadas a mineralización en depósitos y proyectos mineros del Neógeno de los Andes Centrales en Chile, por lo tanto los valores de estos cocientes podrían ser

tomados como indicadores de “fertilidad magmática” (Loucks, 2003) para el norte del Perú.

De esta manera se tienen seis áreas con rocas que muestran características petroquímicas similares a las unidades Yanacocha y Minas Conga, estos son Llama, Chongoyape, Sipán, Vista Alegre, Colpayoc y Cachachi, estos tres últimos ubicados al sur de Yanacocha, constituyendo áreas con fuerte potencial exploratorio a escala regional y distrital.

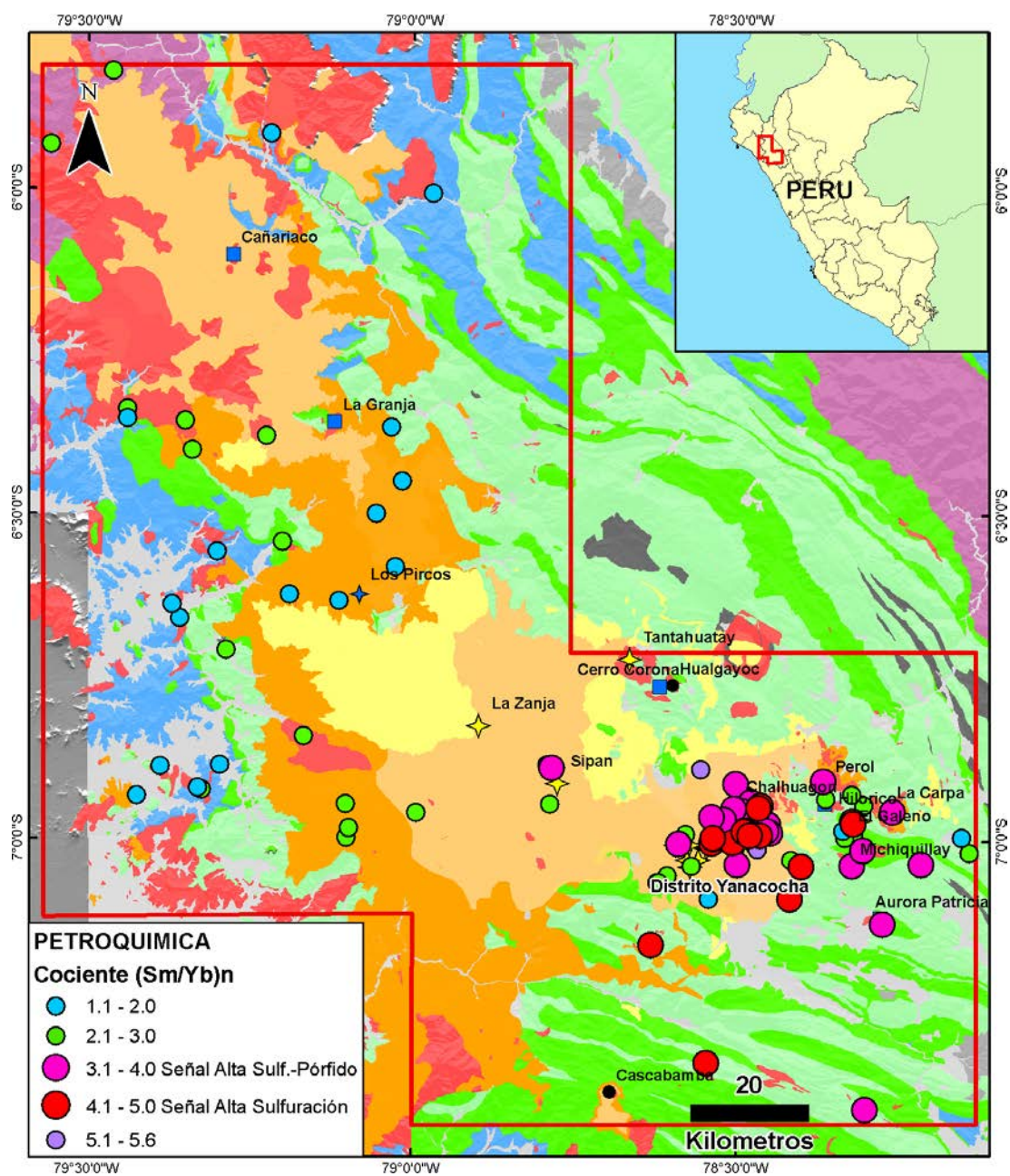


Figura 5.21 Mapa geológico del norte del Perú, mostrando la variación espacial de cocientes Sm/Yb normalizado al condrito. Valores entre 3 y 4 pertenecen a señal petroquímica de rocas asociadas a tanto a depósitos epitermales (distrito de Yanacocha) como a depósitos porfíricos (Minas Conga, Michiquillay y El Galeno), mientras que cocientes entre 4 y 5 son señales característicos de rocas asociadas a depósitos epitermales de alta sulfuración (distrito de Yanacocha).

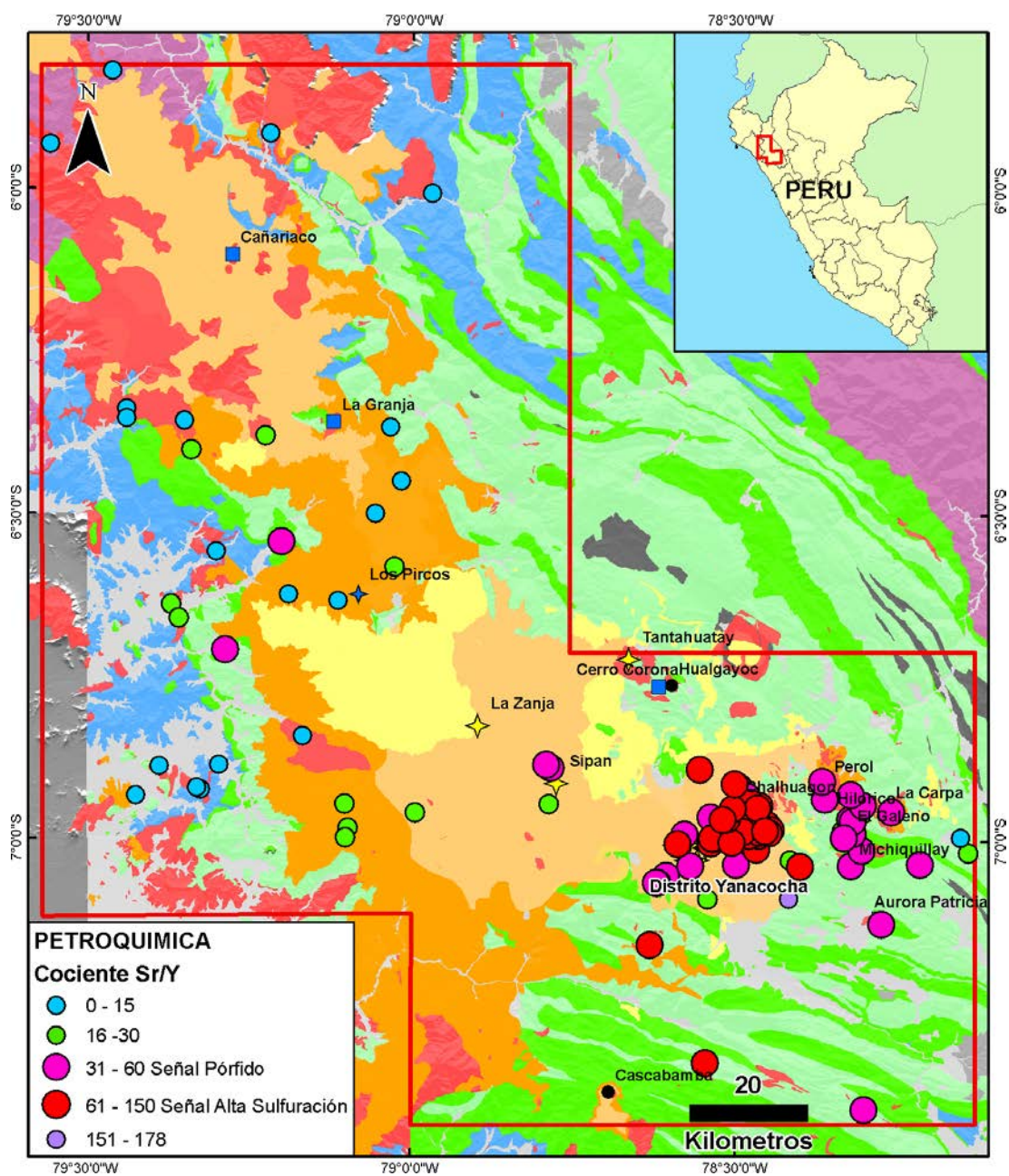


Figura 5.22 Mapa geológico del norte del Perú, mostrando la variación espacial de cocientes Sr/Y. Valores entre 31 y 60 pertenecen a señal petroquímica de rocas asociadas a depósitos porfíricos (Minas Conga, Michiquillay y El Galeno), mientras que cocientes entre 61 y 150 son señales características de rocas asociadas a depósitos epitermales de alta sulfuración (distrito de Yanacocha).

CAPITULO VI

DISCUSION

Estudios anteriores, como el de Kay et al. (1999), han podido caracterizar petroquímicamente rocas asociadas a franjas de depósitos tipo pórfido (distritos El Teniente y Maricunga) y tipo epitermal (Franja El Indio. Kay et al. (1999), determinando además la liberación de fluidos a partir del quiebre de anfíbol a granate por engrosamiento cortical (Figura 5.19). Usaron diagramas de cocientes La/Sm versus Sm/Yb para caracterizar rocas asociadas a mineralización de estas franjas, pero sin poder diferenciar claramente entre estos dos tipos de sistemas, llegando concluir que existe un incremento de Sm/Yb (que refleja un cambio de presión y profundidad) mientras evoluciona el magma.

Esto último también es observado en el presente estudio, pero además con el cociente Sr/Y se logra discriminar entre rocas asociadas a un depósito tipo pórfido y epitermal (Figuras 5.11-14), siendo más resaltante su variación con la diferenciación magmática. También es cierto que otros autores han logrado discriminar magmas “estériles” de “fértiles” a partir de diagramas Sr/Y versus Y.

Como se vio en la figura 5.11, hay un aumento en valores de cociente Sr/Y y disminución de Y con el tiempo, con una evolución desde un campo de arco normal a uno adakítico, observándose también una clara diferencia en valores de Sr/Y para rocas asociadas a pórfidos y epitermales de alta sulfuración. En los Andes, los intrusivos asociados a mineralización de pórfidos de Cu-(Mo) súper gigantes presentan características geoquímicas de adakita (Bajas concentraciones de Y e Yb y cocientes altos de Sr/Y y La/Yb), aunque no todos los plutones adakíticos están mineralizados. La señal adakítica en los Andes, es una consecuencia del engrosamiento cortical (>45-50 km) de un arco debido a un acortamiento tectónico en un régimen fuertemente compresivo (Rabia, 2008).

Algunos bajos valores de Sr/Y en unidades Pativilca y Porculla (Figura 5.13) muestran efectos de fraccionación de plagioclasas, ya que estas rocas son mas diferenciadas (>65% SiO₂, figura 5.12), de allí la recomendación del cuidado durante el muestreo de rocas. El menor cociente Sr/Y indica que hay saturación de H₂O, y esto conlleva a la estabilidad de plagioclasa (5.12 A).

CONCLUSIONES

- Los depósitos epitermales del norte del Perú están hospedados en secuencias volcánicas e intrusivos coetáneos al Volcánico Porculla (Oligoceno Superior-Mioceno), además sus fases de alteración y mineralización caen dentro del rango de edades de esta unidad, según dataciones hechas por los diferentes autores mencionados.
- Los diagramas de variación de elementos mayores muestran que la mayoría de rocas corresponden a un magmatismo de composición subalcalino, del tipo calcoalcalino con contenido medio a alto en potasio.
- Además, las rocas asociadas a las etapas de mineralización y alteración de los distritos de Yanacocha (9-13 Ma) y Minas Conga (16-23 Ma) son de composición más ácida (60-68% de SiO₂) y caen el campo calcoalcalino con contenido medio de potasio en transición a calcoalcalino con alto contenido de potasio.
- De acuerdo a los diagramas “spider” y de cocientes hay presencia de granate residual en la fuente de magmas para las unidades Yanacocha y Minas Conga, que indica altas presiones y corteza continental más gruesa.
- En las unidades Yanacocha y Minas Conga hay un fuerte fraccionamiento debido al enriquecimiento en tierras raras livianas y empobrecimiento en tierras raras pesadas, característico de magmas que provienen de corteza continental. Hay ausencia de fuertes anomalías negativas de Eu.
- El diagrama de cocientes Sr/Y versus Y indica la evolución en el tiempo de los magmas desde un arco normal a un campo adakítico. Aumento de Sr/Y, y

decrecimiento de Y y tierras raras pesadas con el tiempo, observándose mejor entre las unidades de Minas Conga y Yanacocha.

- Del diagrama de cocientes Sm/Yb versus Sr/Y se puede concluir que las rocas de la unidad Yanacocha pre-mineralización (13-19 Ma) están asociadas a un magma formado a partir de una fuente rica en anfíbol con un espesor de corteza entre 35-45 km. Mientras que las rocas asociadas a fase de alteración y mineralización (9-13 Ma) están relacionadas a una fuente en transición de anfíbol a granate, con un espesor entre 40-55 km. Esto implica un engrosamiento de corteza desde el Mioceno temprano al Mioceno tardío.
- Asimilación del magma en la corteza inferior fue más somera para las rocas asociadas a los pórfidos Minas Conga, El Galeno y Michiquillay (mayor contenido de anfíbol) que para las rocas asociadas a la unidad Yanacocha (menor contenido de anfíbol y aumento de granate).
- Bajos valores de Sm/Yb para rocas del Paleoceno-Eoceno (unidades Porculla, Pativilca y Llama) indican que la corteza fue relativamente delgada (30-40 km).
- Hay una clara relación entre el cambio en el espesor de la corteza continental y las fases tectónicas, observándose un engrosamiento en periodos de incremento de la velocidad de convergencia de placas, con dos principales periodos de engrosamiento cortical el primero a los 24 Ma y el segundo a los 17 Ma, coincidentes también con el emplazamiento de intrusivos y las fases de mineralización-alteración de sistemas porfíricos respectivamente.
- El cociente Sm/Yb varía temporalmente independientemente del tipo de roca, mientras que el cociente Sr/Y representa un cambio en profundidad de asimilación.

- Rocas con firma o huella geoquímica relacionada a mineralización de depósitos tipo porfiríticos y epitermales se han encontrado en las áreas de Llama, Chongoyape, Sipán, Cachachi y Colpayoc.
- El estudio de caracterización geoquímica constituye una herramienta más para usarse como criterio para la selección de áreas a escala regional.

RECOMENDACIONES

Las recomendaciones van dirigidas al tipo de muestreo.

- Se deben seleccionar muestras de preferencia frescas y evitar muestrear las ignimbritas.
- Se sugiere tomar muestras de diferentes complejos volcánicos o ígneos, unas 25 muestras para cada unidad litológica, para definir y tener mejores señales geoquímicas que estén asociadas a mineralización, como ejemplo esta el distrito Yanacocha.
- Para análisis de petroquímica en intrusivos, de preferencia tomar muestras con fenocristales de grano fino, en caso no las hubiera el tamaño de la muestra deberá ser 10 veces el tamaño máximo del fenocristal.
- Para diagramas de fusión parcial, las muestras a analizar de preferencia deben ser de composición andesítica (52-64% SiO₂) para poder definir mejor la composición mineralógica del protolito y el porcentaje de fusión.
- El mapeo, interpretación geológica y relaciones de edad (se prefiere tener dataciones) entre las diferentes unidades a una escala apropiada debe ir acompañado de un cuidadoso muestreo para cada unidad.

BIBLIOGRAFIA

- Act Labs. <http://www.actlabs.com/>
- Annen, C., Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J. 2006. The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* Vol. 47, pp. 505-539.
- Benavides-Cáceres, V. (1999). Orogenic Evolution of The Peruvian Andes: The Andean Cycle. *Special Publication N° 7, Society of Economic Geologist, Chap. 3, pp. 61-107.*
- Bissig, T. (2007). Petroquímica de rocas volcánicas e intrusivas: Procedimiento de muestreo y análisis. *Reporte Interno Minera Barrick Misquichilca S.A.*
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, L., Díaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S., Cueva, E. (2009). Dominios Geotectónicos y Metalogénesis del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú, Vol. 103, pp. 1-89.*
- Camus, F. (2003). Geología de los Sistemas Porfiríticos en los Andes de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Santiago de Chile. 267 p.*
- Camus, F. (2007). La Franja del Norte del Perú: Evolución Geológica y Potencial Minero. *Reporte Interno Minera Barrick Misquichilca S.A.*
- Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Miškovic, A., Cardona, A., Spikings, A. and Schaltegger, U. (2008) Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research, Vol. 167, pp. 186-200.*
- Chiaradia, M. Merino, D. y Spikings, R. (2009). Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters, Vol. 288, pp. 505-515.*
- Chirif, H. (2008). Petrología de Rocas Ígneas y Metamórficas. *Libro no publicado, Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.*
- Cooke, D., Hollings, P. y Walshe, J. (2005). Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. *Economic Geology, Vol. 100, pp. 801–818.*
- Cox, K. G., Bell, J. D., y Pankhurst, R. J. (1979). The interpretation of Igneous Rocks. *George, Allen and Unwin, London.*
- Davies, R. C. I. (2002). Tectonic, magmatic and metallogenic evolution of the Cajamarca mining district, Northern Peru. *Thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy in Geology.*
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature, Vol. 347, pp. 662-665.*
- Enríquez, J., Rodríguez, O. y Rodríguez, R. (2006). Geología de los Yacimientos Epitermales del Tipo Baja Sulfuración en el Corredor Estructural San Pablo Porculla Norte del Perú. *XIII Congreso Peruano de Geología. Resúmenes, Sociedad Geológica del Perú, Lima, 2006, pp. 724-727.*
- Fukao, Y., Yamamoto, A. y Kono, M (1989). Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *Journal of Geophysical Research, Vol. 94 pp. 3867–3890.*

- Garcia, R. B. y López Ruiz, J. (1994). Modelización geoquímica de los procesos de fusión parcial. *Estudios Geol.*, Vol. 50, pp.291-308.
- Gutscher, M. -A., Olivet, J. -L., Aslanian, D., Eissen, J. -P. and Maury, R. (1999). The “lost Inca Plateau”: cause of flat subduction beneath Peru? *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3): pp. 335-341.
- Hildreth, W., y Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib Min Petrol*, Vol. 98, pp. 455-489.
- James, J., 1998. Geology, alteration, and mineralization of the Cerro Corona porphyry copper-gold deposit, Cajamarca Province, Peru. *Unpublished Master's Thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, Canada, 188 p.*
- Kay, R., Mpodozis, C. y Coira, B. (1999). Neogene Magmatism, tectonic and Mineral Deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude). *Special Publication N° 7, Society of Economic Geologist, Chap. 2, pp. 27-59.*
- Kley, J. y Monaldi, C. R. (1998). Tectonic shortening and crustal thickness in the Central Andes: How good is the correlation? *Geology*, Vol. 26, pp. 723-726
- 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.*
- Longo, A. (2005). Evolution of Volcanism and Hydrothermal Activity in the Yanacocha Mining District, Northern Perú. *Thesis for the degree of Doctor of Philosophy in Geology.*
- Loucks, R. R. y Ballard, J. L. (2003). Predictive Guides to Copper and Gold Mineralization at Circum-Pacific Convergent Plate Margins. Report 2C: Petrochemical Characteristics, Petrogenesis and Tectonic Habitats of Gold-Ore-Forming Arc Magmas. *Reporte no publicado, Research School of Earth Sciences, The Australian National University, 70 p.*
- McDonough, W. F. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, Vol. 120, pp. 223–253.
- McEwan, C., Poma, H., Amambal, J., 2006. Volume of volcanic products in HS belts-defining fertile segments of volcanic arcs. *Reporte Interno Minera Barrick Misquichilca S.A.*
- McEwan, C., 2007. Time vs Event diagrams - Regional to Camp scale targeting tools. *Barrick Gold Finder.*
- Macfarlane, A. y Petersen, U. (1990). Pb Isotopes of the Hualgayoc Area, Northern Peru: Implications for Metal Provenance and Genesis of a Cordilleran Polymetallic Mining District. *Economic Geology*, Vol. 85, pp. 1303–1327.
- Macfarlane, A.W., Prol-Ledesma, R.M., and Conrad, M.E. (1994). Isotope and fluid inclusion studies of geological and hydrothermal processes, Northern Peru. *International Geology Review*, Vol. 36, pp. 645-677.
- Mamani, M., Worner, G. y Sempere, T. (2009). Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time space. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 122, pp. 162-182.
- Mamani, M., Carlotto, V., Santos, A., Acosta, H., Rodríguez, R., Martiarena, R., Rodríguez, J., Navarro, J., Cacya, L., Alvan, A., Cornejo, T., Peña, D. y Aguilar R. (2009). Resultados de la interpolación regional de las anomalías de Bouguer y

su correlación con los dominios geotectónicos del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú, Vol. 103, pp. 255-263.*

- Mamani, M. (2010). Geoquímica de rocas ígneas. Curso teórico-práctico de geología regional y SIG aplicado a la exploración de yacimientos magmático-hidrotermales. *CAFAE*.
- Merino, D. (2008). Petrology, geochemistry and geochronology of intrusive rocks from the Yanacocha Gold District, Northern Peru. *Thesis submitted for the degree of Master of Sciences in Geology*.
- Navarro P. y Monge R. (2008) Periodos Eruptivos del Volcanismo Cenozoico (Grupo Calipuy) en la Cordillera Occidental del Norte del Perú: Segmento Cajamarca. *Resúmenes Extendidos del XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6p.*
- Noble, D., McKee, E., Mourier, T. y Megard, F. (1990). Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation and uplift in northern Peru. *Boletín de la Geological Society of America, Vol. 102, pp. 1105-1113.*
- Noble, D. y McKee E. (1999). The Miocene Metallogenic Belt of Central and Northern Peru. *Special Publication N° 7 de la Society of Economic Geologist, Chap. 5, pp. 155-193.*
- Noble, D. and Loayza, C. (2004). Field trip: Volcanic rocks and Paleogene geological history in the vicinity of Chilette. *Guía de Campo Sociedad Geológica del Perú, XII Congreso Peruano de Geología, Lima, 12p.*
- Noble, D., Vidal, C., Perelló, J. y Rodríguez, O. (2004). Space-Time Relationship of Some Porphyry Cu-Au, Epithermal Au, and Other Magmatic-Related Mineral Deposits in Northern Peru. *Special Publication N° 11, Society of Economic Geologist, Chap. 17, pp. 313-318.*
- Percerillo, R. y Taylor, R. S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol., Vol 58, pp. 63-81.*
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. y Beckinsale, R.D. (1985). Magmatism at a plate edge - the Peruvian Andes. *London: Blackie, 328 p.*
- Quiroz, A. (1997). El corredor estructural Chicama-Yanacocha y su importancia en la metalogenia del norte del Perú. *Sociedad Geológica del Perú, IX Congreso de Geología, Volumen Resúmenes Extendidos, pp. 149-154.*
- Rabia, O. (2008). Curso de Metalogénesis. *Programa Internacional de Perfeccionamiento en Metalogénesis, BS Grupo, Lima, 262 p.*
- Reyes, L. (1980) Geología de los Cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba. *INGEMMET. Boletín N° 31 - Serie A. Lima - Perú.*
- Richards, J. P. (2003). Tectono-Magmatic Precursors for Porphyry Cu-(Mo-Au) Deposit Formation. *Economic Geology, Vol. 98, pp. 1515–1533.*
- Rollinson, H. R. (1993). Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, and Interpretation. *Longman Scientific & Technical, New York, 352 p.*
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P. G., Weinberg, R. and Duboz, C. (2005). Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru. *Earth and Planetary Science Letters, 239, pp. 18-32.*
- Shaw, D. M. (1979). Trace element melting models. *En L. H. Ahrens (ed.), Origin and distribution of elements, Pergamon Press, Oxford, pp. 577-586.*

- Singer, D.A., Berger, V.I., and Moring, B.C. (2008). Porphyry copper deposits of the world: Database and grade and tonnage models, 2008. *US Geological Survey Open-File Report 2008-1155*. <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1155/>
- Somoza, R. and Ghidella, M (2005). Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4): pp.797-809.
- Tassara, A., Götze, H., Schmidt, S. and Hackney, R. (2006). Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 111, B09404, pp. 1-26.
- Tosdal, R. M. and Richards, J. P. (2001). Magmatic and Structural Controls on the Development of Porphyry Cu±Mo±Au Deposits. *Society of Economic Geology, Reviews*, Vol. 14, pp. 157–181.
- Wilson, J., (1984). Geología de los Cuadrángulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celendín, Pacasmayo y Chepén. *Bol. N° 38 Serie A Carta Geológica Nacional, INGEMMET*.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London, 466 p.
- Wipf, M. (2006). Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology. *Thesis for the degree of Doctor of Natural Sciences*.
- Worner, G. y Mamani, M. (2008). Geochemistry of igneous rocks and crust/mantle evolution. *XIV Congreso Geológico Peruano, Lima*.

ANEXO A1

Data geoquímica de roca total

Código	Unidad Magmática	Ref. Geoquímica	Ref. Datación	Litología	Edad (Ma)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
YN-1A	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Intrusivo	9.91	68.09	0.4	16.72	2.55		0.05	0.58	3.85	4.33	3.1	0.16	99.83
S-CLL5	Yanacocha	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	10	67.9	0.39	16.85	2.05		0	1.12	2.68	4.68	2.88	0.18	98.73
51088971	Yanacocha	Presente estudio	Presente estudio	Volcánico	10.7	66.36	0.445	16.07	2.81		0.049	1.04	3.27	4.38	2.9	0.17	97.494
COR-1	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	10.78	67.14	0.47	18.11	3.37		0.12	0.83	2.96	3.92	2.8	0.06	99.78
CB-3	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.23	64.32	0.57	18.13	4.42		0.05	0.91	4.37	4.27	2.53	0.23	99.8
RC-6	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.28	62.85	0.69	19.54	4.51		0.03	0.84	5.31	4.23	1.58	0.19	99.77
CHQS-1	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.28	64.27	0.61	19.77	3.93		0.05	0.24	3.95	4.38	2.35	0.24	99.79
CB-38	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.29	63.27	0.62	19.53	4.44		0.06	0.49	4.58	4.5	2.03	0.27	99.79
DE-2	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.36	62.43	0.64	18.14	4.89		0.06	1.33	5.1	4.66	2.29	0.25	99.79
CB-56	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.43	63.86	0.56	18.87	3.88		0.03	0.47	4.54	5.05	2.27	0.25	99.78
BS-3	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.5	62.13	0.59	18.52	4.66		0.09	1.39	5.39	4.76	2	0.24	99.77
VC-4	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.53	64.05	0.7	20.53	2.8		0.05	0.38	4.9	4.33	1.87	0.17	99.78
CB-44	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.54	63.55	0.56	18.38	3.81		0.06	1.35	5.01	4.63	2.24	0.19	99.78
AZU-2	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.68	62.2	0.66	18.12	4.72		0.07	1.71	5.49	4.48	2.1	0.26	99.81
SLT-02 (68.0m)	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Intrusivo	11.9	63.79	0.75	19.05	4.61		0.04	0.67	4.4	4.35	1.91	0.22	99.79
COR-7 (178m)	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	11.91	62.5	0.61	17.75	4.29		0.12	1.94	5.36	4.62	2.37	0.24	99.8
CB-65	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.01	63.56	0.6	19.23	4.08		0.05	0.92	4.56	4.35	2.28	0.15	99.78
DN-83	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.05	61.14	0.65	19.17	4.77		0.08	1.85	5.72	4.26	1.87	0.27	99.78
CHQS-2	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.05	63.07	0.59	18.09	4.31		0.06	1.28	5.28	4.6	2.28	0.23	99.79
DO-60	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.09	61.54	0.66	18.29	4.76		0.07	1.76	5.73	4.67	2.07	0.26	99.81
DN-77	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Intrusivo	12.13	61.58	0.65	17.84	5.05		0.1	2.34	5.2	4.35	2.4	0.26	99.77
S-61	Yanacocha	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	12.3	57.18	0.71	18.29	6.37		0.14	3.31	7.2	4.07	1.51	0.25	99.03
YS-370 46-48m	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Intrusivo	12.39	63.64	0.62	17.92	4.87		0.13	0.84	5.01	4.11	2.43	0.25	99.82
MM-342 (156-170m)	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.4	65.09	0.58	17.37	4.74		0.05	0.81	4.33	4.24	2.27	0.25	99.73
DN-7	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.49	63.07	0.58	18.21	4.47		0.1	0.85	6.15	4.05	2.14	0.22	99.84
DN-85*	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Inferido de Longo, A. (2005)	Volcánico	12.5	62.39	0.63	18.34	5.56		0.14	1.77	4.14	2.78	3.82	0.27	99.84
DN-30	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	12.63	61	0.62	19.29	5.17		0.06	1.18	5.15	3.83	3.25	0.27	99.82
DN-52	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	13.12	64.48	0.6	19.33	3.74		0.02	0.2	4.43	4.3	2.45	0.22	99.77
AZU-1	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	13.31	61.85	0.66	18.47	4.95		0.07	1.14	5.6	4.64	2.13	0.29	99.8
CB-5	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	13.76	63.88	0.61	16.84	6.19		0.11	2.53	4.83	2.87	1.78	0.24	99.88
Atazaico	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	14.21	59.99	0.67	18.57	6.08		0.12	2.62	6.32	3.57	1.66	0.25	99.85
DO-43	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	14.27	58.19	0.77	18.38	6.75		0.17	3.01	7.02	3.68	1.61	0.27	99.85
CNN-1	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	14.52	61.48	0.67	17.67	5.61		0.1	2.38	5.98	3.81	1.89	0.24	99.83
DN-71	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	15.15	65.3	0.52	17.1	5.04		0.15	1.02	5.49	2.73	2.33	0.18	99.86
DN-12	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	15.18	61.75	0.64	17.89	6.22		0.08	1.44	5.46	3.24	2.9	0.23	99.85
DE-18	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	15.41	58.8	0.74	19.11	6.42		0.15	2.79	6.68	2.15	2.74	0.28	99.86
CB-35	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	15.5	63.13	0.68	19.36	7.28		0.06	0.75	3.98	2.57	1.94	0.13	99.88
FRAIL-1	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Inferido de Longo, A. (2005)	Volcánico	15.51	64.96	0.5	17.17	5.24		0.11	1.6	4.89	2.72	2.48	0.16	99.83
DN-84	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	15.9	59.33	0.62	18.9	5.54		0.08	0.43	8.55	4.01	2.16	0.26	99.88
CC-18	Yanacocha	Longo, A. (2005)	Longo, A. (2005)	Volcánico	19.53	61.18	0.82	20.02	5.45		0.08	2.01	6.26	2.92	0.9	0.25	99.89
S-T4	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Longo, A. (2005)	Intrusivo	16.53	58.2	0.6	16.17	7.79		0.07	4.4	4.65	3.54	2.1	0.2	97.72
S-T1	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	16.53	64	0.48	17.47	3.51		0	1.64	0.59	2.64	5.88	0.17	96.38
S-T3	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	16.53	63.9	0.46	16.47	4.4		0.1	1.57	4.2	3.32	3.32	0.21	97.95
S-T2	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	17.5	65.8	0.47	17.15	2.28		0	1.35	2.3	3.43	3.64	0.23	96.65
S-MCARPA	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	17.83	62.62	0.49	16.41	5.66		0.07	1.74	2.88	3.42	2.78	0.22	96.29
S-H22 (180m)	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	19.8	63	0.56	16.46	5.64		0	2.27	4.35	3.67	2.38	0.23	98.56
S-H22 (176m)	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	20.6	61.9	0.56	16.95	5.17		0.08	2.26	5.48	3.69	2.34	0.23	98.66

S-59	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	20.6	59.77	0.65	17.14	5.62		0.12	2.68	6.18	4.03	1.99	0.23	98.41
S-11	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	21.3	61.3	0.52	17.43	4.83		0.11	1.8	5.7	3.68	1.9	0.23	97.5
S-CHAIL	Minas Conga	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	23.2	62.5	0.5	17.19	4.72		0.09	1.72	5	4.27	2.45	0.23	98.67
51088967	Porculla	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	19.6	56.64	0.987	17.65	7.95		0.147	3.86	7.41	3.39	1.69	0.23	99.954
51088968	Porculla	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	19.6	61.7	0.684	16.08	5.92		0.134	2.47	5.27	3.54	2.55	0.2	98.548
51088970	Porculla	Presente estudio	Presente estudio	Volcánico	19.6	60.06	0.693	16.31	5.37		0.168	2.56	5.85	3.35	2.13	0.23	96.721
51088969	Porculla	Presente estudio	Presente estudio	Volcánico	20.5	56.66	0.768	18.05	6.66		0.158	3.26	6.93	3.41	1.5	0.29	97.686
54002030	Porculla	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	23.5	47.62	0.971	19.55	9.36		0.122	4.79	7.95	1.75	0.27	0.14	92.523
54002031	Porculla	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	23.5	65.47	0.578	15.46	4.82		0.085	1.98	4.46	3.15	3.05	0.13	99.183
54002032	Porculla	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	23.5	63.77	0.677	16.04	5.59		0.08	2.32	5.16	3.34	2.32	0.15	99.447
54002034	Porculla	Presente estudio	Inferido de Noble et al. (1990)	Intrusivo	23.5	73.78	0.201	12.94	1.9		0.101	0.39	0.14	0.68	5.9	0.05	96.082
51091814	Porculla	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	24.8	61.9	0.587	14.57	4.94		0.069	1.9	8.87	4.24	0.18	0.21	97.466
51091815	Porculla	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	24.8	63.64	0.593	14.69	3.38		0.054	1.89	9.51	4.33	0.15	0.22	98.457
54002017	Porculla	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	26.7	59.39	0.608	16.99	6.19		0.125	2.06	6.01	3.63	1.62	0.24	96.863
S-55	Pativilca	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	29	44.37	1.07	16.89	12.21		0.21	4.71	10.03	2.22	0.73	0.2	92.64
S-26	Pativilca	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	29	50.7	1.51	16.87	11.09		0.64	3.8	6.92	3.13	2.11	0.52	97.29
S-16	Pativilca	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	29.4	46.49	1.2	18.15	11.59		0.16	4.86	9.41	2.15	0.94	0.17	95.12
S-57	Pativilca	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	29.4	49.67	1.28	19.9	9.93		0.2	3.82	9.47	3.25	0.94	0.18	98.64
54002047	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	31.7	62.51	0.675	15.71	5.51		0.082	2.3	4.81	3.82	2.46	0.19	98.067
54002048	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	31.7	59.27	0.848	16.39	6.8		0.14	3.14	6.08	3.45	2.08	0.2	98.398
54002050	Pativilca	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	31.7	54.87	0.932	17.64	7.95		0.148	3.85	7.42	3.56	1.19	0.25	97.81
54002035	Pativilca	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	33.7	65	0.799	14.98	5.64		0.092	2.39	4.88	3.2	2.76	0.15	99.891
54002036	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	33.7	77.2	0.16	12.28	1.4		0.016	0.19	1.13	3.64	3.82	0.04	99.876
51092263	Pativilca	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	34.51	63.01	0.501	15.85	5.78		0.116	1.76	4.15	3.49	1.82	0.19	96.667
51092257	Pativilca	Presente estudio	Presente estudio	Volcánico	35.3	63.46	0.532	16.79	4.86		0.078	1.51	5.63	3.22	1.2	0.14	97.42
51088973	Pativilca	Presente estudio	Inferido de Noble et al. (1990)	Volcánico	36.4	72.42	0.238	13.6	2.26		0.073	0.52	1.95	3.42	3.69	0.08	98.251
54002049	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Volcánico	36.4	54.1	0.945	18.85	7.43		0.13	3.74	7.35	3.23	0.85	0.25	96.875
54002033	Pativilca	Presente estudio	Presente estudio	ND	37.9	74.95	0.208	12.09	1.48		0.016	0.34	1.49	2.96	4.02	0.04	97.594
54002041	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	37.9	49.53	0.996	20.62	8.79		0.136	4.17	10.56	2.54	0.48	0.18	98.002
54002043	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	37.9	58.4	0.989	15.94	7.25		0.151	1.91	4.36	3.26	3.14	0.34	95.74
54002044	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	37.9	60.63	0.709	16.61	6.53		0.078	2.81	6.01	3.98	1.13	0.16	98.647
54002045	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	37.9	51.63	1.634	14.85	9.77		0.14	2.99	4.56	4.57	1.36	0.46	91.964
54002046	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	37.9	66.47	0.445	14.76	3.91		0.082	1.36	3.95	3.65	2.09	0.11	96.827
51088972	Pativilca	Presente estudio	Inferido de Noble et al. (1990)	Volcánico	38.7	67.08	0.308	13.05	2.57		0.063	0.69	3.7	2	2.57	0.07	92.101
51088974	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Volcánico	39.3	69.87	0.133	11.95	1.23		0.021	0.58	1.97	0.44	4.43	0.02	90.644
54002037	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Volcánico	39.3	63.12	0.613	15.74	5.38		0.124	1.93	3.93	3.49	2.73	0.22	97.277
54002042	Pativilca	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Volcánico	39.3	71.22	0.333	13.45	2.87		0.081	0.5	1.07	3.63	5.05	0.08	98.284
51092261	Pativilca	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	41.4	73.06	0.185	14.12	2.47		0.056	0.53	2.13	3.91	3.29	0.1	99.851
51092253	Pativilca	Presente estudio	Wipf, M. (2006)	ND	42.2	64.78	0.562	15.56	5.21		0.102	2.17	4.67	3	2.67	0.11	98.834
S-21	Llama	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Volcánico	42.55	56.16	0.64	18.54	6.45		0.21	2.06	6.75	4.4	2.04	0.31	97.56
S-32	Llama	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Volcánico	43	54.9	1.1	18.43	6.88		0.24	1.62	6.42	4.55	2.79	0.46	97.39
S-HUAL	Llama	Davies, R. (2002)	Inferido de Davies, R. (2002)	Intrusivo	43	59.7	0.55	16.33	4.86		0.17	2.33	5.65	3.41	1.16	0.21	94.37
S-28	Llama	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	47	57.8	0.57	17.35	6.93		0.29	1.83	5.34	3.8	2.05	0.39	96.35
S-31	Llama	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	47	56.7	0.64	18.54	7.46		0.26	2	5.01	4.73	1.67	0.36	97.37
S-46	Batolito de la Costa	Davies, R. (2002)	Davies, R. (2002)	Intrusivo	57	55.8	0.71	17.82	7.39		0.17	3.68	8.19	3.81	2.06	0.23	99.86
51088975	Batolito de la Costa	Presente estudio	Presente estudio	Intrusivo	59.1	69.51	0.511	14.79	3.74		0.082	1	2.85	3.72	3.89	0.15	100.24
54002038	Batolito de la Costa	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	59.1	62.77	0.389	15.12	4.95		0.144	2.51	1.61	4.55	3.17	0.12	95.333
54002039	Batolito de la Costa	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	59.1	66.22	0.538	14.9	4.96		0.151	1.43	2.81	3.77	3.98	0.14	98.899

54002040	Batolito de la Costa	Presente estudio	Inferido del presente estudio	Intrusivo	59.1	61.42	0.535	16.08	6.15		0.142	2.12	5.32	3.22	2.82	0.17	97.977
----------	----------------------	------------------	-------------------------------	-----------	------	-------	-------	-------	------	--	-------	------	------	------	------	------	--------

Código	Sc_icpms	V_icpms	Co_icpms	Ni_icpms	Cu_icpms	Zn_icpms	Rb_icpms	Sr_icpms	Y_icpms	Nb_icpms	Zr_icpms	Mo_icpms	Cs_icpms	Cd_icpms	Ba_icpms	La_icpms	Ce_icpms	Pr_icpms	Nd_icpms	Sm_icpms	Eu_icpms	Gd_icpms	Tb_icpms	Dy_icpms	Ho_icpms	Er_icpms	Tm_icpms	Yb_icpms	Lu_icpms	Hf_icpms	Ta_icpms	W_icpms	Pb_icpms	Th_icpms	U_icpms
YN-1A		10.00	3.50	1.25	1.25	215.00	80.00	729.00	5.00	4.00	111.50		7.60		677.00	20.000	37.500	4.200	15.500	2.700	0.700	2.100	0.300	1.300	0.200	0.600	0.100	0.600	0.100	3.000	0.125	0.250	25.000	7.000	2.500
S-CLS5	5.00	68.00	26.00	5.00			83.00	805.00	7.00	2.00	94.00		0.05		895.00	20.200	39.000	0.000	16.500	2.620	0.780	0.000	0.330	0.000	0.350	0.000	0.000	0.620	0.005	3.600	1.000	0.000	0.000	6.100	0.005
51088971	6.00	66.00	5.00	1.25	10.00	70.00	79.00	722.00	7.80	5.40	133.00	0.50	3.40		868.00	20.600	40.700	4.850	15.000	2.810	0.733	1.970	0.250	1.340	0.250	0.720	0.103	0.660	0.100	3.600	0.310	0.600	24.000	6.600	2.330
COR-1		60.00	9.50	15.00	30.00	140.00	92.40	762.00	6.00	5.00	127.00		3.10		992.00	20.000	37.000	4.400	16.000	2.600	0.700	2.200	0.300	1.400	0.200	0.600	0.100	0.600	0.100	3.000	0.125	1.000	25.000	4.000	2.500
CB-3		125.00	6.50	1.25	1.25	45.00	59.80	828.00	10.00	3.00	111.50		1.20		904.00	21.500	38.000	5.100	18.500	3.600	0.800	2.700	0.400	1.800	0.300	0.900	0.100	0.700	0.100	3.000	0.125	0.250	1.250	5.000	1.500
RC-6		50.00	7.00	1.25	5.00	65.00	37.60	1070.00	6.00	4.00	117.50		3.90		652.00	20.500	37.500	4.700	18.500	3.200	1.000	2.400	0.300	1.600	0.300	0.800	0.100	0.800	0.100	3.000	0.125	0.250	5.000	4.000	1.500
CHQS-1		95.00	5.00	5.00	5.00	60.00	58.20	876.00	10.00	4.00	142.50		1.20		830.00	22.500	47.000	5.100	21.000	3.900	0.900	3.000	0.400	2.300	0.400	1.000	0.100	1.000	0.100	4.000	0.125	1.000	15.000	5.000	1.500
CB-38		85.00	7.50	5.00	60.00	110.00	59.80	1040.00	13.50	5.00	136.50		2.20		760.00	24.000	44.000	6.000	23.000	3.800	1.100	3.100	0.400	2.500	0.500	1.300	0.100	1.300	0.100	3.000	0.125	1.000	15.000	5.000	1.500
DE-2		105.00	10.00	15.00	25.00	95.00	48.20	1045.00	9.00	6.00	124.00		0.50		808.00	26.500	51.000	6.100	23.000	3.700	0.900	3.100	0.400	2.000	0.300	0.800	0.100	0.900	0.100	3.000	0.125	1.000	15.000	4.000	1.500
CB-56		107.00	6.70	6.00	13.00	99.00	69.90	1035.00	8.10	5.00	112.50	2.00	10.30		758.00	20.700	39.900	4.800	18.000	3.000	0.900	2.400	0.300	1.600	0.300	0.800	0.100	0.700	0.100	3.000	0.125	1.000	13.000	5.000	1.800
BS-3		110.00	9.50	20.00	1.25	80.00	54.40	1155.00	9.50	4.00	216.00		1.80		780.00	21.500	44.500	5.100	20.500	3.700	1.000	2.600	0.400	2.100	0.300	1.000	0.100	0.800	0.100	3.000	0.125	0.250	20.000	4.000	1.000
VC-4		60.00	5.00	1.25	1.25	64.40	1050.00	7.50	4.00	99.50		19.90			585.00	19.500	42.000	5.100	20.000	4.100	1.100	3.200	0.400	2.100	0.400	1.000	0.100	1.000	0.100	3.000	0.125	0.250	5.000	4.000	1.500
CB-44		108.00	7.80	8.00	12.00	82.00	51.90	979.00	9.10	6.00	132.50	2.00	2.80		825.00	22.900	43.100	5.000	18.200	3.200	0.900	2.600	0.300	1.500	0.300	0.900	0.100	0.900	0.100	4.000	0.125	1.000	12.000	6.000	2.000
AZU-2		115.00	8.50	5.00	15.00	60.00	51.40	928.00	9.50	4.00	133.50		0.70		792.00	20.500	43.000	4.800	19.000	3.300	1.100	3.200	0.400	2.200	0.400	1.100	0.100	1.000	0.100	4.000	0.125	1.000	45.000	5.000	1.000
SLT-02 (68.0m)		107.00	7.60	10.00	16.00	92.00	25.60	888.00	11.00	6.00	120.50	0.50	0.70		857.00	22.100	47.300	5.400	20.600	3.700	1.000	3.100	0.400	2.000	0.400	1.100	0.100	1.000	0.100	4.000	0.125	1.000	13.000	4.000	1.300
COR-7 (178m)		148.00	9.40	11.00	19.00	79.00	62.40	961.00	10.20	6.00	118.00	2.00	1.40		708.00	21.400	42.300	5.400	21.100	3.700	1.000	2.900	0.400	1.900	0.400	1.100	0.500	1.000	0.100	4.000	0.125	0.250	10.000	5.000	2.200
CB-65		99.00	6.20	5.00	22.00	77.00	60.40	945.00	12.20	6.00	141.00	3.00	4.90		807.00	22.400	40.700	5.000	18.400	3.300	0.900	2.700	0.400	1.800	0.400	1.100	0.500	1.000	0.200	4.000	0.125	0.250	12.000	6.000	1.700
DN-83		109.00	9.90	5.00	28.00	85.00	150.00	1070.00	10.30	6.00	119.00	3.00	7.80		643.00	21.300	43.400	5.300	20.300	3.600	1.100	3.200	0.400	2.000	0.400	1.100	0.500	1.100	0.100	4.000	0.125	2.000	21.000	5.000	1.600
CHQS-2		10.00	7.50	1.25	1.25	75.00	50.80	888.00	8.00	5.00	126.00		1.00		776.00	24.500	48.500	5.800	21.500	3.900	1.000	3.000	0.400	2.200	0.300	1.000	0.100	1.000	0.100	3.000	0.125	0.250	10.000	6.000	1.500
DO-60		128.00	10.90	9.00	26.00	89.00	53.30	966.00	13.30	5.00	128.00	2.00	1.00		724.00	24.500	44.800	6.100	23.600	4.300	1.100	3.600	0.400	2.300	0.500	1.300	0.500	1.200	0.200	4.000	0.125	1.000	11.000	4.000	1.600
DN-77		124.00	12.80	10.00	30.00	79.00	57.80	967.00	10.90	6.00	118.00	2.00	1.10		842.00	20.200	39.900	4.900	18.200	3.400	1.000	3.000	0.400	1.900	0.400	1.100	0.100	1.000	0.100	4.000	0.125	1.000	25.000	5.000	1.600
S-61	17.00	132.00	23.00	16.00			33.00	838.00	18.00	1.00	83.00		0.05		620.00	18.200	36.100		17.600	3.810	1.110		0.620		0.770		1.650	0.210	2.700	0.125			2.500	0.005	
YS-370 46-48m		116.00	11.20	6.00	25.00	94.00	57.70	814.00	10.60	6.00	118.00	3.00	0.90		715.00	21.900	43.200	5.200	19.400	3.600	1.000	3.100	0.400	1.900	0.400	1.100	0.500	1.100	0.200	4.000	0.125	3.000	12.000	5.000	1.800
MM-342 (156-170m)		85.00	7.50	15.00	25.00	115.00	60.00	872.00	9.00	5.00	106.00		4.70		740.00	19.500	39.000	4.900	18.500	3.500	0.800	2.600	0.400	2.000	0.400	0.900	0.100	0.900	0.100	3.000	0.125	1.000	35.000	3.000	1.500
DN-7		80.00	8.00	5.00	20.00	60.00	58.20	888.00	13.00	6.00	131.50		1.80		591.00	20.500	37.500	5.000	19.500	3.300	0.900	2.900	0.400	2.300	0.400	1.400	0.100	1.100	0.100	3.000	0.125	3.000	5.000	5.000	1.500
DN-85*		106.00	9.80	7.00	18.00	124.00	81.20	728.00	9.70	7.00	107.00	0.50	0.80		687.00	17.200	33.900	4.200	16.800	3.100	0.800	2.500	0.300	1.700	0.300	1.000	0.100	1.000	0.100	3.000	0.500	1.000	11.000	5.000	2.000
DN-30		120.00	7.50	1.25	1.25	95.00	79.80	785.00	9.50	3.00	94.00		0.80		572.00	19.000	36.000	4.300	16.000	2.800	0.800	2.500	0.300	1.600	0.300	0.800	0.100	0.600	0.100	3.000	0.125	0.250	1.250	4.000	1.500
DN-52		115.00	4.00	1.25	1.25	75.00	61.20	935.00	13.50	3.00	127.00		1.60		1025.00	23.500	44.500	5.400	20.500	3.800	0.900	3.500	0.400	2.200	0.400	1.300	0.100	1.100	0.100	3.000	0.125	0.250	1.250	5.000	1.500
AZU-1		120.00	9.00	5.00	10.00	70.00	46.00	963.00	15.00	4.00	130.50		0.80		779.00	27.500	56.500	6.700	27.000	4.700	1.200	4.100	0.500	3.200	0.600	1.600	0.300	1.700	0.200	4.000	0.125	1.000	30.000	5.000	1.000
CB-5		135.00	10.00	10.00	35.00	45.00	65.00	577.00	14.00	6.00	98.50	6.00	1.80		528.00	24.000	34.000	4.700	18.000	3.400	1.000	3.300	0.400	2.600	0.500	1.500	0.200	1.500	0.200	2.000	0.125	3.000	5.000	3.000	1.000
Atazaico		140.00	11.50	15.00	15.00	85.00	42.80	660.00	15.50	4.00	181.00		1.20		550.00	20.500	40.000	5.000	20.500	4.000	1.100	3.600	0.500	3.300	0.600	1.600	0.300	1.700	0.300	3.000					

51092261	3.00	18.00	855.00	200.00	3.00	10.00	2.70	2.50	88.00	110.00	24.30	8.80	3.40		2.00	23.000	43.800	4.360	16.000	3.660	0.767	3.040	0.580	3.820	0.810	2.520	0.404	2.730	0.451	3.400	0.860	2.400	21.000	9.800	2.180
51092253	14.00	101.00	497.00	200.00	13.00	10.00	2.70	12.00	101.00	166.00	22.60	8.00	7.60		3.70	27.200	53.400	5.240	19.100	4.260	0.967	3.510	0.650	3.950	0.790	2.320	0.344	2.220	0.358	4.700	0.790	4.200	20.000	17.600	3.420
S-21	8.00	114.00	19.00	6.00			59.00	775.00	25.00	5.00	111.00		2.00		902.00	34.100	65.100		26.600	5.500	1.580		0.780		0.980			2.700	0.340	3.600	0.125			7.300	2.100
S-32	5.00	82.00	17.00	5.00			74.00	967.00	28.00	29.00	189.00		0.05		1073.00	58.400	106.000		41.500	7.260	2.070		0.940		1.130			2.420	0.310	5.000	2.200			12.000	2.400
S-HUAL	8.00	116.00	14.00	11.00			33.00	615.00	13.00	6.00	63.00		1.00		473.00	17.200	33.900		16.300	3.180	0.800		0.480		0.540			1.110	0.003	3.000	0.125			5.800	0.005
S-28	6.00	42.00	12.00	9.00			61.00	898.00	73.00	3.00	112.00		0.05		1228.00	34.000	60.700		32.200	7.540	2.500		1.320		1.780			4.450	0.660	3.600	0.125			3.200	0.005
S-31	7.00	62.00	11.00	6.00			39.00	799.00	27.00	7.00	97.00		1.00		580.00	25.800	51.000		25.300	5.420	1.740		0.900		1.070			2.590	0.350	3.300	1.100			4.700	0.005
S-46	18.00	174.00	27.00	15.00			62.00	635.00	21.00	5.00	86.00		6.00		803.00	25.900	48.000		23.000	4.090	1.170		0.690		0.850			2.050	0.290	2.900	0.125			6.900	0.005
51088975	9.00	50.00	6.00	1.25	20.00	70.00	138.00	217.00	30.80	23.60	309.00	6.00	3.40		1015.00	30.900	62.200	7.260	23.800	5.110	0.947	4.880	0.830	4.780	0.970	2.900	0.446	2.920	0.472	7.200	1.200	1.000	16.000	17.600	4.580
54002038	12.00	97.00	11.00	1.25	20.00	150.00	91.00	107.00	16.60	6.60	127.00	0.50	1.20		1104.00	19.800	36.700	4.250	15.700	3.260	0.832	2.880	0.460	2.600	0.510	1.540	0.261	1.850	0.292	3.300	0.380	0.800	1.250	9.190	2.440
54002039	14.00	96.00	10.00	1.25	50.00	100.00	123.00	252.00	24.80	7.40	198.00	4.00	0.70		1102.00	24.500	49.300	6.140	23.900	5.290	1.080	4.460	0.740	4.230	0.820	2.430	0.407	2.770	0.407	5.600	0.440	1.200	26.000	14.400	3.070
54002040	15.00	121.00	14.00	1.25	60.00	100.00	96.00	300.00	24.50	7.00	165.00	2.00	3.00		752.00	21.500	43.300	5.500	21.300	4.660	1.100	4.230	0.660	3.860	0.770	2.350	0.387	2.670	0.401	4.300	0.340	1.000	19.000	8.790	2.280