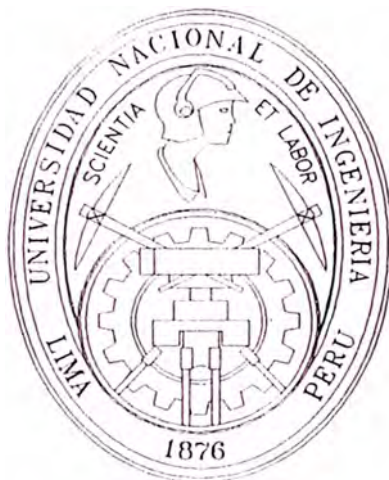


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
FACULTAD DE INGENIERIA GEOLOGICA
MINERA Y METALURGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE GEOLOGIA



**PETROLOGÍA Y LITOQUÍMICA DEL
PROSPECTO AURÍFERO ICURO,
DISTRITO DE TAYABAMBA,
PROVINCIA DE PATAZ**

TESIS

**Para Optar el Título Profesional de
INGENIERO GEOLOGO**

PRESENTADO POR

Mireya Yannina Anaya Rosales

PROMOCION 94 - I

**LIMA - PERÚ
2003**

A mis padres, Ismael y Bruno

AGRADECIMIENTOS

Al gran geólogo creador del Universo quien me bendijo al escoger esta carrera tan especial y que me fortalece en el deseo de proseguir trabajando con fe y alegría.

Al Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) del gobierno brasilero por el soporte financiero durante 24 meses (1999-2001) para el desenvolvimiento de este estudio, a través del uso de los laboratorios del Instituto de Geociencias de la Unicamp, Sao Paulo, Brasil.

A mi profesor orientador Dr. Bernardino Figueiredo quien me brindo la oportunidad de realizar mis estudios de especialización en metalogenia en la Unicamp

A mis profesores de la pos-graduación : Dra. Jacinta Enzweiler (química), Dr. Asit Choudhuri (petrología de rocas igneas y metamórficas), Dr. Roberto Perez Xavier (inclusiones fluidas)

Al Dr. Jorge Paredes por cederme las muestras litológicas de los pozos 1 y 2 del Prospecto Icuro y al Dr. Jorge David por las muestras procedentes de las vetas auríferas de la mina San Andrés y también del Batolito de Patáz. También a Ing Carlos Miranda que me brindó bibliografía inédita durante mi permanencia en dicha mina.

A mis profesores de la Escuela de Geología quienes me transmitieron conocimientos básicos y el amor por la geología, Esther Rivera, María Marquina, Samuel Canchaya (quien posteriormente me contrató como asistente), Pilar Rodríguez, Jesús Amambal, Robert Uribe, Jorge Seminario, Lidia Pastor, Jorge Guizado, José Macharé, Nestor Teves, Victor Sanz, Oscar Palacios, José Martínez y Atilio Mendoza.

A Humberto Chirif por las sugerencias y por las buenas fotografías tomadas a las muestras de mano.

A mi colega y amigo Ing. Enrique Silva por las discusiones e intercambio de material geológico.

A mis colegas y amigos de la pos-graduación Regla Toujague La Rosa (cubana), Carlos Tapia, Márcio Ferrari, Solange dos Santos, Catarina, Tissoca, Jacqueline Chiu (cubana), Ricardo Borba, Mercedes y Bienvenido Palacios (cubano).

Un enorme gracias a mi mamá Emilia quien cuidó con verdadero amor a mi hijo Bruno y a mi esposo durante mi ausencia; y a mi papá Marino y hermanos Mirko y Marleni quienes sufrieron la ausencia de la reina del hogar.

A mi esposo Ismael quien me apoyó desde el inicio de este proyecto.

A la Iglesia Metodista de Campinas, en especial a la pastora Iva Ferreira y todos los buenos amigos que me acogieron.

A las personas del pueblo de Tayabamba con quienes compartí su esperanza en la exploración del proyecto al lado de mis colegas y amigos de campo Jersey Mariño, Jorge Alvarez y Pedro (minero).

INDICE

DEDICATORIA	i
AGRADECIMIENTOS	ii
INDICE	iii
LISTA DE FIGURAS	v
RESUMEN	viii

Capítulo 1. GENERALIDADES

1.1 Planteamiento del problema y objetivos del estudio.....	1
1.2 Materiales y métodos	1
1.3 Generalidades de la zona de estudio	3
1.3.1 Ubicación y accesibilidad	3
1.3.2 Geomorfología	3
1.3.3 Clima	4
1.3.4 Antecedentes mineros	5
1.3.5 Concesiones mineras	5

Capítulo 2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Introducción	6
2.2 Estratigrafía	9
2.2.1 Proterozoico	9
2.2.2 Paleozoico	10
2.2.3 Mesozoico	19
2.2.4 Cenozoico	20
2.3 Evolución tectónica	20

Capítulo 3. PETROGRAFIA

3.1 Complejo Marañón	24
3.1.1 Esquistos	24
3.1.1.1 Comportamiento mecánico de las rocas	27
3.1.1.2 Discusión sobre el metamorfismo	27
3.1.1.3 Alteración hidrotermal	30
3.1.2 Metavolcánicos	36
3.2 Grupo Ambo-Facies Volcánica.....	40
3.3 Batolito de Pataz	46

Capítulo 4. LITOQUIMICA

4.1 Introducción	49
4.2 Complejo Marañón	49
4.2.1 Esquistos	49
4.2.2 Metavolcánicos	52
4.2.2.1 Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores - conclusiones parciales.....	52
4.3 Grupo Ambo-Facies volcánica	55
4.3.1 Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores - conclusiones parciales.	55
4.3.2 Diagrama de discriminación utilizando elementos trazos - conclusiones parciales	57
4.4 Batolito de Pataz	66

4.4.1	Introducción	66
4.4.2	Resultados	66
Capítulo 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES		
5.1	Respecto a los esquistos del Complejo Marañón.....	74
5.2	Respecto a los metavolcánicos del Complejo Marañón- rocas hipabisales del cerro Icuero (HCI)	75
5.3	Respecto al Grupo Ambo (facies volcánica)- volcánicos del Cerro Yanapaccha (VCY)	77
5.4	Respecto al Batolito de Pataz- monzogranitos y granodioritas de la mina San Andrés.....	83
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS		84
BIBLIOGRAFÍA		86

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 1

Cuadro 1.1	Parámetros climatológicos de la zona de estudio (tomada de Vicharra, 2001)
Cuadro 1.2	Concesiones mineras que cubren la zona de estudio (tomada de Vicharra, 2001)

Capítulo 2

Figura 2.1	Production aurífera en el Perú 1990-1999
Figura 2.2	Mapa metalogénico aurífero del Perú (basado en INGEMMET 1996)
Figura 2.3	Yacimientos auríferos del Perú (Cardozo, 2000)
Figura 2.4	Mapa geológico de la Provincia Aurífera de Pataz (basado en Schreiber, 1989a)
Figura 2.5	Columna tectono-estratigráfica simplificada mostrando litofacies predominantes y unidades tectónicas en la Cordillera Oriental, Región de Pataz (Vidal <i>et al.</i> , 1995)
Figura 2.6	Columna estratigráfica de la región de Pataz (elaborada a partir de Schreiber <i>et al.</i> , 1989a)
Figura 2.7	Columna estratigráfica de Tayabamba (tomada de Vicharra, 2001)
Figura 2.8	Mapa de distribución de los bloques del greenstone belt-suturas (a partir de Paredes, 2000)
Figura 2.9	Columna estratigráfica de la provincia de Pataz (a partir de Paredes, 2000)
Figura 2.10	Porción del diagrama de concordia mostrando datos isotópicos U-Pb para zircones de la granodiorita biotítica .Cerro Cabana, mina San Andrés (a partir de Vidal <i>et al.</i> , 1995).
Figura 2.11	Sección esquemática del Batolito de Pataz mostrando los rasgos geométricos y la típica posición de las vetas auríferas. El Batolito corta el precambriano hasta las series del basamento del paleozoico inferior y aparece discordante infrayaciendo a las rocas volcánicas del terciario superior (traducción libre a partir de Schreiber, 1990a)
Figura 2.12	Sección longitudinal AA' mirando hacia el NW (elaborada a partir de Silva, E <i>et al.</i> , 2001)

Capítulo 3

Foto 3.1	Sección longitudinal CC' mirando al NE
Figura 3.1	Comportamiento mecánico de las rocas en dos pozos de sondaje en el cerro Icuro.
Tabla 3.1	Ensamblajes característicos de las rocas metapelíticas procedentes de la zona Barrovian de las Montañas Escocesas (compilado principalmente por Atherton, 1977, Chinner, 1965, 1967, and Harte & Hudson, 1979).
Figura 3.2	Sistema FASH (Fe-Al-Si-H ₂ O) en equilibrio. Agua en exceso (Winkler's, 1994)
Figura 3.3	Sistema KNFASH (K-Na-Fe-Al-Si-H ₂ O) en equilibrio. Agua y cuarzo en exceso (tomado de Winkler's, 1994)
Foto 3.2	Foto 3.2 : Minerales de la Facies esquistos Verdes de los Esquistos del Complejo Marañón – área cerro Icuro, distrito de Tayabamba.
Foto 3.3	Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado en el pozo 1(DDH1). A,B,C,D.
Foto 3.4	Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado. A,B,C.
Foto 3.5	Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado en el cerro Icuro. A,B,C,D,E,F.
Foto 3.6	Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado en el cerro Icuro. A,B,C,D,E.
Foto 3.7	Dique que corta al cerro Icuro (muestra P1-17)
Foto 3.8	Dique que corta al cerro Icuro (muestra P1-18)
Foto 3.9	Dique que corta al cerro Icuro (muestra P2-14)
Foto 3.10	Grupo Ambo-facies volcánica (muestra SN-3)
Foto 3.11	Grupo Ambo-facies volcánica (muestra Y-1J)
Foto 3.12	Grupo Ambo-facies volcánica (muestra Y-3J)
Foto 3.13	Grupo Ambo-facies volcánica (muestra Y-4J)
Foto 3.14	Grupo Ambo-facies volcánica (muestra Y-9J e Y-12J)
Foto 3.15	Batolito de Pataz (muestra R-3 y R-5)
Foto 3.16	Batolito de Pataz (muestra R-9 y R-10)

Capítulo 4

Figura 4.1	Clasificación de areniscas terrígenas usando $\log (Na_2O/K_2O)$ vs (SiO_2/Al_2O_3) a partir de Pettijohn <i>et al.</i> (1972) y Herron (1988) para mostrar el tipo de roca del protolito sedimentario del cual provienen las rocas pertenecientes al Complejo Marañón en los Cerros Icuro y Yanapaccha.
Tabla 4.1	Análisis químico de filitas y esquistos del Complejo Marañón.
Figura 4.2	Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores. (A) Diagrama de clasificación química de Le Maitre <i>et al.</i> , 1989. (B) Diagrama AFM de Jensen, 1976 para rocas volcánicas mostrando las tendencias toleítica y calco-alcalina.
Tabla 4.2	Análisis químico de los metavolcánicos del Complejo Marañón según Schreiber <i>et al.</i> , 1989a (procedentes de los alrededores de la mina Poderosa, distrito de Pataz.

Figura 4.3	Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores de todas las rocas estudiadas. (A) Diagrama de clasificación química de Le Maitre <i>et al.</i> , 1989. (B) Diagrama AFM de Jensen, 1976 para rocas volcánicas mostrando las tendencias toleítica y calco-alcalina.
Figura 4.4	Diagrama utilizando elementos trazas. (A) Diagrama de Winchester & Floyd (1977) para clasificación de rocas volcánicas. (B) Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y para basaltos y andesitas basálticas (según Pearce y Cann, 1973).
Figura 4.5	Diagrama de discriminación para basaltos basada en las variaciones de Zr/Y - Zr . (A) Diagrama según Pearce y Norry, 1979. (B) Diagrama de separación entre basaltos de arcos continentales y oceánicos sobre la base del valor Zr/Y=3 (según Pearce, 1983)
Figura 4.6	Diagrama de discriminación de ambiente tectónico Ti-V para basaltos (compilada a partir de Shervais, 1982).
Figura 4.7	Diagrama de Pearce <i>et al.</i> , (1984) para discriminar el ambiente tectónico de las rocas graníticas en 4 grupos principales Syn-COLG(syn collisional granites), WPG(within-plate granites), VAG(volcanic-arc granites) y ORG(ocean- ridge granites).
Tabla 4.3	Análisis químico de los Volcánicos Lavasén (terciario) de Schreiber <i>et al.</i> , 1989a.
Tabla 4.4	Análisis químico de las rocas volcánicas del presente trabajo.
Tabla 4.5	Norma CIPW(% ponderal) de las rocas volcánicas del presente trabajo (según Kelsey, 1965 y Cox <i>et al.</i> , 1979)
Tabla 4.6	Clasificación de granitos de acuerdo al ambiente tectónico según Pearce <i>et al.</i> , 1984.
Tabla 4.7	Rasgos característicos de los granitoides.
Figura 4.8	Geoquímica del Batolito de Pataz (A) Diagrama AQP de Streckeisen, 1976. (B) Diagrama AFM mostrando características calco-alcalinas del magma. (C) Diagrama AFM mostrando el contenido de álcalis y calcio. (D) Diagrama EL BOUSEILLY & EL SOKKARY, 1975. (E) Diagrama de discriminación Rb-(Y+Nb) y Nb-Y para clasificar granitos de acuerdo al ambiente tectónico después de Pearce <i>et al</i> (1984)
Figura 4.9	Diagramas de Harker de rocas del Batolito de Pataz. Tomado de Schreiber, 1989b
Tabla 4.8	Elementos mayores (wt%) de rocas típicas del Batolito de Pataz recopilado a partir de varios autores
Tabla 4.9	Norma CIPW (% ponderal) para rocas del Batolito de Pataz
Figura 4.10	Mapa de ubicación de muestras del presente trabajo.

Capítulo 5

Figura 5.1	Sección gráfica de un arco con margen continental (a) y un arco de islas (b) mostrando las principales divisiones tectónicas.
Figura 5.2	Manto primitivo normalizado con distribución de elementos incompatibles en varios basaltos. Valores del manto primitivo y NMORB a partir de Sun y McDonough(1989).

PETROLOGÍA Y LITOQUÍMICA DEL PROSPECTO AURÍFERO ICURO, DISTRITO DE TAYABAMBA, PROVINCIA DE PATAZ

RESUMEN

El prospecto Icuero es un depósito aurífero sub-económico en el distrito de Tayabamba, provincia de Pataz y está hospedado en rocas verdes esquistosas provenientes de areniscas (grauvacas y litarenitas) pertenecientes al Complejo Marañón.

En el cerro Icuero destaca el sobreescurrecimiento de un bloque del Complejo Marañón (precámbrico) encima del Grupo Mitu (pérmico superior). En el Complejo Marañón existe metamorfismo de facies esquistos verdes con presencia de cloritas, biotita, muscovita la cual correspondería a la *zona de la biotita*. La presencia de granate y estaurolita reportada por Valenzuela, 1995 en la mina San Andrés, distrito de Parcoy, ubicado aproximadamente a 33 Km. al NW del cerro Icuero nos indicaría que la gradiente de temperatura se incrementaría hacia el norte donde estaría situada la *zona del granate* y la *zona de la estaurolita*, que corresponde a la facies anfibolito lo cual indicaría que la temperatura metamórfica de estos esquistos alcanzó al menos los 550°C. La alteraciones hidrotermales observadas son la propilitización moderada (cloritas-calcita-pirita-epídota), alteración potásica leve (ortosa-cuarzo) y piritización moderada (pirita-cuarzo).

En el cerro Icuero, el Complejo Marañón está atravesado por diques de textura glomeroporfídica con matriz interseptal compuesta por plagioclasas alteradas a sericita y arcillas. Las rocas son andesitas y andesitas basálticas con características geoquímicas similares a los metavolcánicos (proterozoicos) estudiados por Schreiber *et al*, 1989a en los alrededores de la mina Poderosa. Es improbable que estos diques pudieran aportar fluidos suficientes para producir la silicificación-piritización a la que está asociada el oro.

En el campo, estos diques aparentan ser los equivalentes hipabisales de las rocas volcánicas que afloran en el cerro Yanapaccha y que se extienden por toda la región; sin embargo el estudio geoquímico de la presente tesis indica que estas últimas son basaltos de composición toleítica y el ambiente tectónico podría corresponder a un arco de islas.

Capítulo 1 - GENERALIDADES

1.1 Planteamiento del problema y objetivos del estudio

Para un mejor conocimiento de la geología de la Provincia Aurífera de Pataz y para guiar más apropiadamente la exploración se requiere conocer mejor las características petrográficas y geoquímicas de las rocas que hospedan la mineralización de oro como son los intrusivos del Batolito de Pataz y los volcánicos asociados a ellos, toda vez que actualmente los volcánicos son el blanco de exploraciones geológicas en busca de depósitos ricos en oro. Schreiber, 1989a y Vidal 1995 realizaron trabajos que constituyen pilares para la continuación de la producción científica en la provincia aurífera de Pataz, sin embargo, escasa o acaso nula difusión de la misma, caracteriza a la política de las 3 empresas mineras que lideran la región, quienes realizan estudios con fines de caracterizar los minerales de mena con el único objetivo de mejorar la producción inmediata. En ese contexto se rompe el lazo natural que debería existir entre la producción científica y la difusión en beneficio de las instituciones geológicas (universidades, Sociedad Geológica).

Este estudio tiene por objetivo contribuir al entendimiento de la geología de la región, mostrando los trabajos de modelamiento litoquímico ya documentados con la producción del presente trabajo, habiéndose específicamente trazado los siguientes objetivos:

- Mostrar las características petrográficas y litoquímicas de las rocas hipabisales que cortan al cerro Icuro con el propósito de compararlos con los metavolcánicos proterozoicos del Complejo Marañón reportados por Schreiber *et al.*, 1989a.

- Mostrar las características petrográficas y litoquímicas de las rocas volcánicas procedentes del cerro Yanapaccha con el propósito de saber si presenta similitud con las anteriores o con otras ya documentadas.

- Comparar las características petrográficas y litoquímicas de las rocas ígneas procedentes del Batolito de Pataz con los ya documentados de otras zonas.

Cabe todavía resaltar que esta investigación consolidó los conocimientos de la autora sobre la metalogénesis de depósitos mesotermales de oro, como también en la utilización adecuada de las diversas herramientas analíticas, como la preparación de muestras para obtener los discos de vidrio y pastillas prensadas.

1.2 Materiales y métodos

- *Revisión bibliográfica*

Manual y electrónicamente (Geo-Ref) se tuvieron acceso a publicaciones en la biblioteca del Ingemmet-Perú y la biblioteca del IG-UNICAMP. También fue importante el material recopilado a lo largo de la experiencia laboral en la Compañía Minera Retamas S.A. en el campamento minero de San Andrés, distrito de Parcoy. Cabe mencionar que en el Perú las empresas mineras son muy celosas en difundir los estudios realizados en sus minas, el que casi siempre no es publicado o como es el caso de la tesis doctoral de Schreiber, 1989a que no ha sido difundida a pesar de ser el trabajo más detallado porque su traducción del alemán al español no ha sido realizada.

Cartografiado

Las actividades de campo fueron realizadas durante los años 1996-97 cuando se inició la etapa de exploración en el distrito de Tayabamba (Figura 2.3) y alrededores con el objetivo de encuadrar en el ámbito regional al Prospecto Icuro. Finalmente sobre la base de fotografías aéreas y brújula se obtuvieron mapas geológicos a escalas 1:50 000, 1:25 000 y 1:1000 (Figuras 2.4, 3.1, 3.2 y 3.4), perfiles regionales (Figuras 3.1 y 3.2) y uno local del Cerro Icuro (Figura 3.5). En los afloramientos se describieron las litologías y sus estructuras primarias y tectónicas para reconstruir su

orden cronológico, también se recolectaron muestras de mano para la posterior confección de secciones delgadas.

Testigos de sondaje provenientes de dos pozos (DDH1 y DDH2) en el Cerro Icuro fueron descritos con el objeto de reconocer las variaciones texturales para que junto con el estudio de petrografía microscópica se obtuviera la producción de un álbum con fotografías de muestras en mano y macrofotografías para la empresa que se menciona.

Petrografía microscópica

Testigos de sondaje provenientes de dos pozos (DDH1 y DDH2) en el Cerro Icuro fueron descritos con el objeto de reconocer las variaciones texturales para que junto con el estudio de petrografía microscópica se obtuviera la producción de un álbum con fotografías de muestras en mano y macrofotografías para la empresa que se menciona.

Treinta láminas delgadas y 30 láminas pulidas fueron estudiadas en el primer trimestre del año 2000 en el laboratorio de microscopía de la Universidad Nacional de Ingeniería en Lima-Perú provenientes de 2 pozos (DDH1 e DDH2) con el objetivo de caracterizar el metamorfismo, la alteración hidrotermal y la continuidad de la mineralización de oro en los esquistos del Complejo Marañón y las rocas hipabisales que la atraviesan en el Cerro Icuro. Los indicios de mineralización aurífera se fundamentan en el contenido anómalo de oro de aproximadamente 200 muestras de suelo y roca en el Cerro Icuro analizadas por ICP en el laboratorio de Bondar Clegg - Chile según una red de 25 m por 25 m y de 112 muestras a lo largo de vetas con el objetivo de conocer la variación de las leyes de oro (Figura 3.4).

Posteriormente las muestras analizadas fueron estudiadas bajo el microscopio polarizante con el objetivo de determinar las fases minerales presentes, sus relaciones texturales, y las paragénesis de minerales metamórficos y de alteración hidrotermal sufridas por los esquistos del Complejo Marañón y las rocas hipabisales andesita-basálticas que las atraviesan.

Quince muestras procedentes de los volcánicos del Cerro Yanapaccha fueron estudiadas con el objetivo de reconocer las texturas y las paragénesis mineral y compararlas con otras ocurrencias de la región.

Dieciséis láminas delgadas-pulidas procedentes de las vetas y rocas encajantes de las vetas auríferas de la mina San Andrés fueron estudiadas, las primeras para encontrar oro con el objetivo de seleccionar una muestra para confeccionar las respectivas láminas bipulidas y estudiar las inclusiones fluidas en cuarzo o esfalerita asociadas al oro presente; las segundas con el objetivo de caracterizar a las rocas ígnea perteneciente al Batolito de Pataz y compararlas con la bibliografía anterior. En este trabajo solo se reporta las rocas encajantes.

Litoquímica

Cuatro muestras procedentes de los esquistos del cerro Icuro, 4 procedentes de las rocas hipabisales que cortan el cerro Icuro, 13 muestras procedentes del Cerro Yanapaccha y 7 procedentes de las rocas encajantes de las vetas auríferas de la mina San Andrés fueron seleccionadas para análisis químico de roca total, incluyendo elementos mayores y trazos con el objetivo de caracterizar la asignatura geoquímica de las rocas volcánicas del Cerro Yanapaccha (Foto 3.1) y los diques que atraviesan el Complejo Marañón en el Cerro Icuro (Figura 3.5) Estas fueron britadas, cuarteadas, molidas a una granulometría inferior a 200 mesh, en el *Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências* en la *Universidade Estadual de Campinas* (Unicamp), São Paulo, Brasil y las determinaciones fueron efectuadas por

FRX(fluorescencia de rayos X) en discos de vidrio para elementos mayores y en pastillas prensadas para elementos trazos utilizando un espectrómetro PW2404 Philips en el Laboratorio de Geoquímica del mismo Instituto durante los años 1999-2000. Para el control de calidad de los resultados obtenidos, las muestras de referencia internacional GSP-2, WS-E y la muestra de referencia interna BAC fueron analizadas en paralelo. Los resultados obtenidos fueron tratados a través del *software* que disponía el IG-UNICAMP como Minpet 2.0, Tridraw y Excel.

1.3 Generalidades de la zona de estudio

1.3.1 Ubicación y accesibilidad

El yacimiento Satata - Icuro se encuentra en la Cordillera Oriental de los Andes peruanos, sector norte, aproximadamente a 7 Km en línea recta al Este de la capital del distrito de Tayabamba, provincia de Pataz, departamento de La Libertad, entre los 3700 y 4200 m.s.n.m.

El acceso desde la ciudad de Trujillo es por carretera asfaltada, por la ruta Trujillo–Huamachuco y luego por la carretera afirmada Huamachuco–Chagual–Buldibuyo–Tayabamba (456 Km. Equivalentes a 12 horas de viaje en camioneta). También se puede llegar por vuelo comercial en avioneta desde el aeropuerto nacional de la ciudad de Trujillo por la ruta: Trujillo-Chagual (45 minutos), o también desde el aeropuerto internacional Jorge Chavez por la ruta Lima-Chagual (1 hora y 30 minutos), luego por carretera afirmada siguiendo la ruta: Chagual–Buldibuyo–Tayabamba (132 Km equivalentes a 6 horas en camioneta).

Para llegar al prospecto Icuro desde la ciudad de Tayabamba existe una trocha carrozable hasta el paraje llamado Satata–Icuro pasando por el anexo de Tomac, el viaje dura 1 hora y 30 minutos.

1.3.2 Geomorfología

La zona de estudio integra una secuencia montañosa en la Cordillera Oriental de los Andes peruanos en una región que forma parte del margen oriental de la cuenca del río Marañón. En esta región la Cordillera Oriental consiste en cadenas montañosas paralelas separadas por estrechos valles longitudinales tales como Tayabamba, Huaylillas y Huacrachuco. La zona de estudio se eleva desde la margen derecha del valle del río Cajas (tributario del Marañón) entre 3300 y 4200 m.s.n.m. Se reconocen los siguientes elementos geomorfológicos: Superficie Puna, Zona de influencia glaciar, Valle del río Cajas y Valle del río Marañón.

Superficie Puna

En las zonas de alturas comprendidas entre los 4100 y 4300 m.s.n.m. (cerros Pahuarchuco, Togana, etc.) se pueden reconocer superficies relativamente anchas aunque discontinuas que corresponden a remanentes de la Superficie Puna.

Zona de influencia glaciar

Las zonas de alturas comprendidas entre los 3800 y 4100 m.s.n.m. se caracterizan por la abundancia de geofomas de origen glaciar. Así tenemos depósitos morrénicos acumulados en las partes altas de las quebradas tributarias al río Cajas y en aquellos que drenan hacia la cuenca del Huallaga; abanicos fluvioglaciares depositados en las partes anchas de estos valles; quebradas en forma de U producto del movimiento glaciar pasa a valles rectos y en forma de V asociadas a grandes fallas; superficies estriadas en las rocas; lagunas glaciares formadas detrás de morrenas y barreras de rocas.

Valle del río Cajas

La fisiografía de la zona esta dominada por el valle del río Cajas que discurre de SE a NW a una altura entre los 2700 a 3600 m.s.n.m. Las aguas que drenan de las quebradas Satata, Icuro, Culluna terminan en el río Cajas. Las zonas bajas del valle presentan terrazas aluviales y las partes altas presentan pendientes suaves y moderadas permitiendo la formación de pequeñas lagunas (Laguna Culluna, Siete Lagunas, Laguna Satata, Laguna Icuro siendo la primera la más extensa).

Se observa en el río Cajas el desarrollo de la *etapa valle* representado por un terreno de pendiente suave ubicado entre los pueblos de Tomac y Cajaspampa donde se encuentran numerosas terrazas. La *etapa cañón* se manifiesta con fuertes caídas del río resultado de la excavación profunda originando desniveles de hasta 200m ubicadas entre Tomac y Tayabamba. Los tributarios principales han sido afectados por la etapa cañón presentando fuertes pendientes y se encuentran controladas por estructuras pre superficie puna. Al producirse el levantamiento andino los ríos profundizaron sus cauces y las estructuras pre existentes jugaron un papel importante en el desarrollo de sus valles.

Valle del río Marañón

Es un valle estrecho y por zonas encañonado, producto de la yuxtaposición de las Cordilleras Occidental y Oriental. El desnivel que existe entre los picos de los cerros adyacentes y este río oscila entre 2500 a 3000 m y en el campo puede observar ocasionalmente la exposición de rocas muy antiguas como el gneis del Marañón. El drenaje del Marañón corresponde a la parte alta de la cuenca hidrográfica del Atlántico; ésta cuenca sigue una dirección de SE a NW con variaciones al NE y se encuentra en el extremo SW del área que corresponde a la hoja de Tayabamba.

1.3.3 Clima

El área de estudio se encuentra ubicada en el cerro Icuro a una altura variable entre 3800 y 4200 m.s.n.m., lo que corresponde, según la Carta Nacional del INRENA 1989, a una zona de vida *páramo pluvial Subalpino Tropical (pp Sa T)*. El campamento base esta ubicado en el valle del río Cajas a una altura de 3300 m.s.n.m. en una zona de vida *bosque muy húmedo Montano Tropical (bmh M T)*. Los hábitats típicos que se pueden apreciar en esta zona son los pajonales de gramíneas de altura. De acuerdo con los valores de la zona de vida se tiene los siguientes parámetros climatológicos:

Zonas	Zona de vida (INRENA1989)	Biotemperatura media anual (°C)	Precipitación promedio anual (mm)	Evapotranspiración potencial total por año referida al promedio anual de precipitación (mm)
Campamento base	<i>bmh M T</i>	6,5 - 10,9	828 - 1722	0,25 - 0,5
Área de trabajos	<i>pp Sa T</i>	0 - 6	1754 - 1819	0,125 - 0,25

Cuadro 1.1 : Parámetros Climatológicos de la Zona de estudio (tomada de Vicharra, 2001)

Respecto a la flora existente destacan las áreas de pajonales constituidos principalmente las gramíneas típicas de regiones altas de la familia *Poaceae* y del género *Festuca*.

Los sembríos existentes son de papa, olluco, caña de azúcar, habas, trigo, avena, choclos, camotes y quinua. Entre los árboles se encuentran: eucalipto, alisos, carrizos y quinales.

1.3.4 Antecedentes mineros

En la zona se han encontrado expresiones de arte rupestre posiblemente de edad pre-inca, estas culturas ya se dedicaban a la minería.

Existe evidencia de actividad minera pre-colonial registrado en los timbaletes, molinetes y lavaderos de granito que se encuentran en casi todas las quebradas cercanas a las corrientes de agua, a estos lugares se bajaba el mineral de los socavones y cateos.

Los frailes españoles y lugareños se dedicaron a la actividad minera artesanal durante la época colonial basándose en trabajos anteriores dejados por las antiguas civilizaciones, explotaron las vetas de cuarzo y cuerpos con diseminación de oro, óxidos de hierro y sulfuros mediante socavones, cateos y medias barretas.

La mina Potrero tiene una antigüedad aproximada de 41 años (1960), los clavos mineralizados fueron cateados por los señores Pedro Domínguez y César Longaray, 20 años después la compañía canadiense Badani S.A. se dedicó durante 3 años a explotar el mineral de cobre con oro por el método de corte y relleno ascendente mediante subniveles, tajeos y tolvas caminos.

Trabajos antiguos de topografía y geología realizados por el Ingeniero Tarnawieski en la región incluyen información de algunos lugares con mineralización económica tales como C° Satata-Icuro, C° Pahuarchuco, mina Potrero, C° Caldera, C° La Plata, entre otros.

Minera Aurífera Verónica S.A. empresa de exploraciones geológicas pertenecientes al Grupo MARSА inició trabajos de campo en la región como geoquímica regional, cartografiado geológico regional y al detalle a partir del año 1995 y terminó en el 2001.

1.3.5 Concesiones mineras

El área de estudio se encuentra cubierta íntegramente por 2 concesiones mineras, por el Oeste desde el río Cajas hasta la laguna Culluna por el Este.

Concesión minera	Coordenadas UTM			
Terodáctilos N°143 (10 has)	9°087,000N – 254,000E	9°082,000N – 254,000E	9°082,000N – 252,000E	9°087,000N – 252,000E
Terodáctilos N°144 (10 has)	9°087,000N – 256,000E	9°082,000N – 256,000E	9°082,000N – 254,000E	9°087,000N – 254,000E

Cuadro 1.2 : Concesiones mineras que cubren la zona de estudio (tomada de Vicharra, 2001)

CAPITULO 2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 INTRODUCCION

En el Perú se tienen 14 zonas auríferas (Figura 2.2) donde históricamente la Provincia Aurífera de Pataz a ocupado un lugar privilegiado, ya que hasta el año 1995 ocupó el primer lugar en la producción aurífera nacional, siendo desplazada posteriormente por los depósitos auríferos de alta sulfuración con la apertura de la mina Yanacocha (ver Figura 2.1), empezando a partir de esa fecha el interés de las empresas exploradoras en estudiar las rocas volcánicas como posibles metalotectos de oro.

Los principales depósitos productores de oro son:

los depósitos epitermales de alta sulfuración, que en 1999 contribuyó con el 65% de la producción aurífera del país,

los depósitos aluviales o de placeres, en orden descendente de importancia están los del Área 13, Área 12, Área 1 e Área 2 (Fig. 2.2), los cuales en el año de 1999 contribuyó con el 9% de la producción total.

los depósitos mesotermales del Batolito de Pataz (carbonífero), que en el mismo año también contribuyó con el 9% de la producción total; tiene las mayores leyes (12-50g/t) entre el resto de depósitos,

los depósitos epitermales de baja sulfuración, que en el mismo año produjo el 6% de la producción total

los depósitos mesotermales del Batolito de la Costa (cretáceo-terciario), que contribuyeron con el 3% de la producción total.

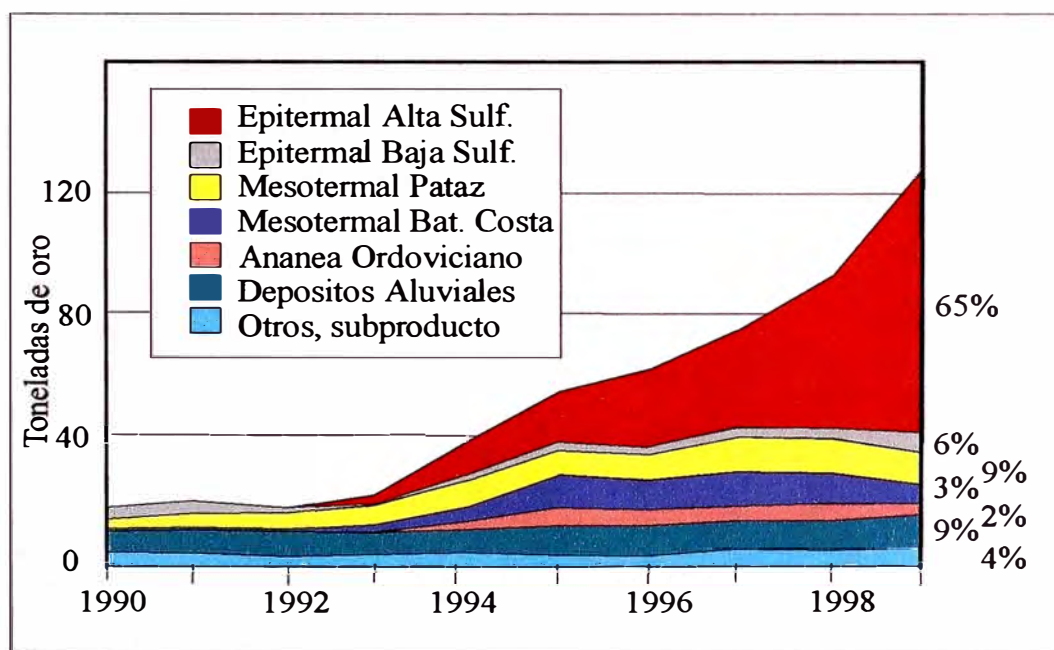


Figura 2.1 : Producción aurífera en el Perú 1990-1999

La provincia aurífera de Pataz está formada por los depósitos mesotermales del Batolito de Pataz mencionado en 2.1.3. Son depósitos que ocurren en forma de vetas (de centenas de metros hasta 2 kilómetros de longitud) compuestas por cuarzo-pirita-arsenopirita-galena-esfalerita-oro, y se encuentran principalmente cortando a los intrusivos del Batolito de Pataz (carbonífero) a lo largo de los contactos con las rocas metamórficas del Complejo Maraón (proterozoico).

Figura 2.2 Mapa Metalogénico Aurífero del Perú (basado en INGEMMET 1996)

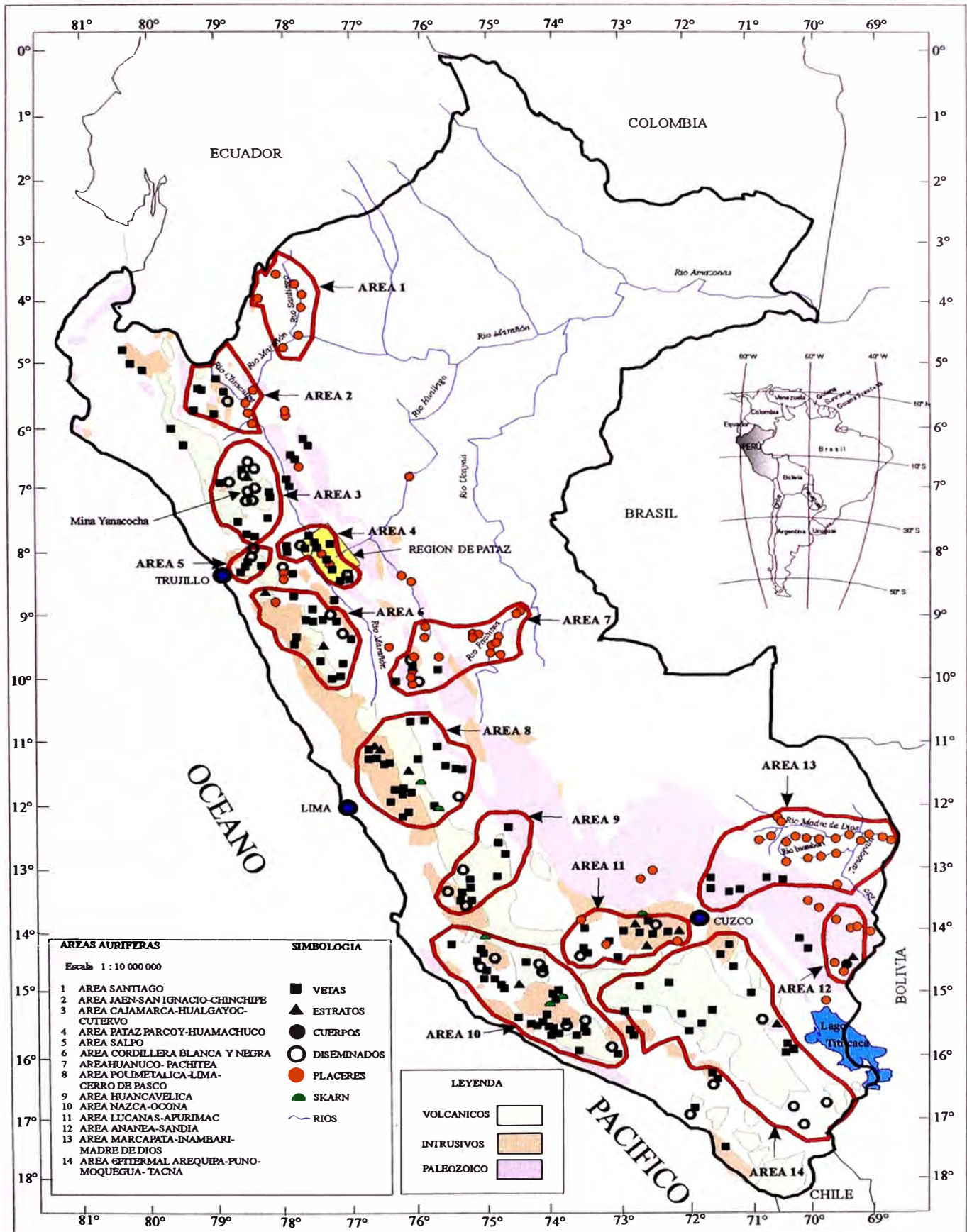
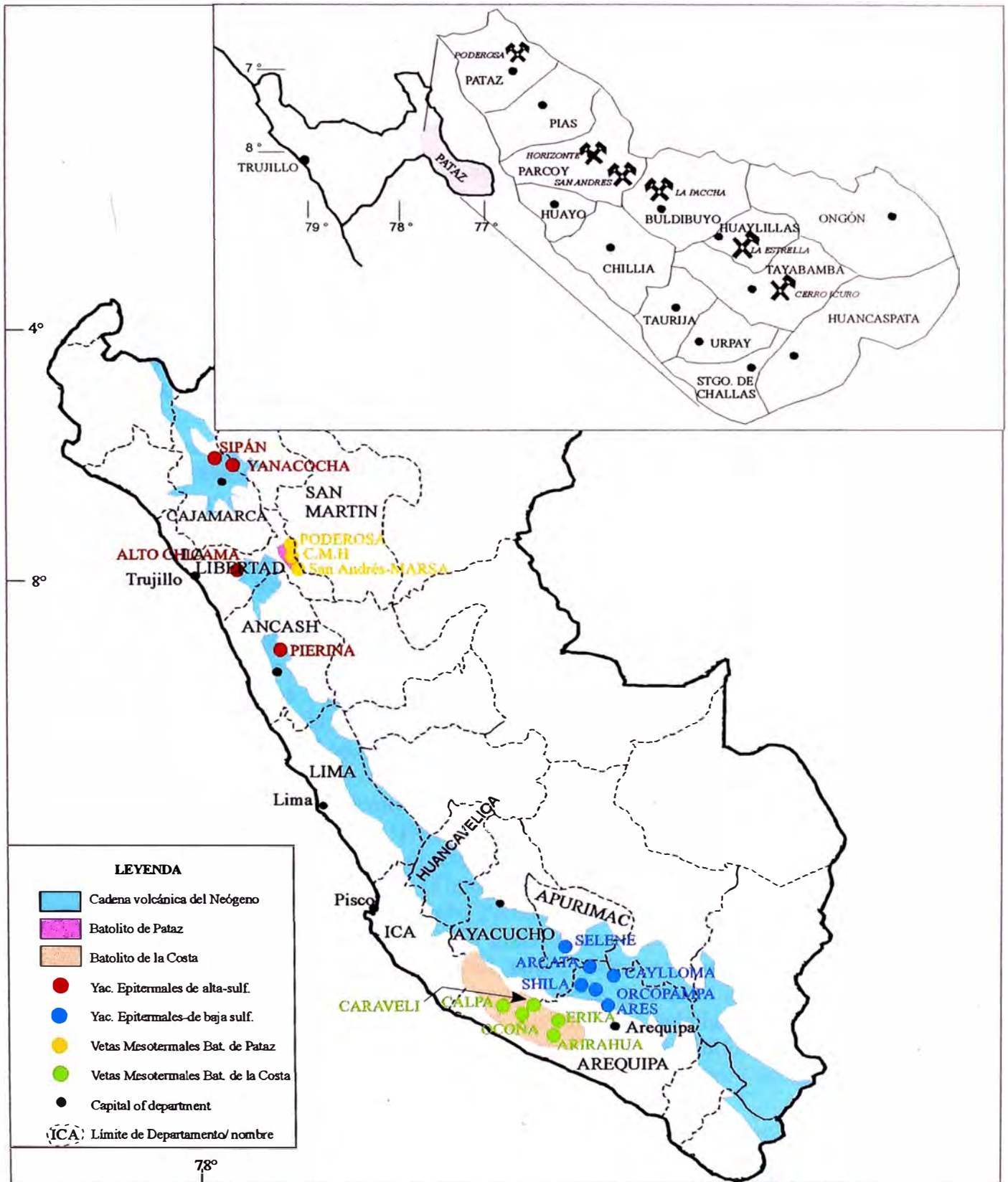


Figura 2.3 Yacimientos auríferos del Perú (Cardozo, 2000)



Las vetas fueron explotadas desde 1892 en el distrito político de Parcoy y en los últimos 20 años está siendo explotada por tres empresas privadas peruanas, en orden creciente de producción: CIA. Minera Poderosa, Cia. Consorcio Minero Horizonte e Minera Aurífera Retamas S.A. (Fig 2.3).

Los siguientes autores se ocuparon de distintas zonas dentro de ella:

Autor	Denominación	Distritos abarcados
Vidal <i>et al.</i> , 1995	Distrito Minero Parcoy	Parcoy (específicamente los pueblos de Retamas, Soledad, Llacuabamba, oeste de San Andrés).
Schreiber <i>et al.</i> , 1990(b)	Pataz Region (7° 30' S - 8°20' S)	Pataz, Parcoy, Buldibuyo, Huaylillas (abarcando los pueblos de La Lima, El Tingo entre otros).

2.2 ESTRATIGRAFIA

La columna estratigráfica de Tayabamba está conformada por rocas proterozoicas metamórficas, rocas del paleozoico tanto continentales como volcánicas y rocas del mesozoico tanto sedimentarias marinas y continentales

2.2.1 PROTEROZOICO

A. COMPLEJO MARAÑÓN

Según Vidal *et al.*, 1995 existe una serie inferior conformada por gneisses con fuerte esquistocidad, micropliegues y foliación incipiente, constituidos por cuarzo, feldspatos, biotita, muscovita, granates y silimanita. El grado de metamorfismo regional que afecta a estas rocas de origen predominantemente arcósico alcanza las facies anfíbolitas. Esta serie encierra intercalaciones de lavas basálticas y sills ultrabásicos. También se observan esquistos porfidoblásticos que probablemente derivan de tufos básicos.

La serie superior está conformada por esquistos negros pelíticos con algunas intercalaciones de tufos dacíticos. En las aureolas de contacto con los intrusivos del Batolito de Pataz se observa cristales idioblásticos de andalucita. Toda la secuencia del proterozoico se agrupa bajo el nombre de Complejo Marañón.

Discusión

Respecto a las metavolcánicas perteneciente al Complejo Marañón: Schreiber *et al.*, 1989a (Figura 2.6) clasifica a los volcánicos como rocas de bimodal composición en el rango de riolitas, riodacita, andesita y basaltos.

Vidal *et al.*, 1995 (Figura 2.5) las clasifica como lavas basálticas y sills ultrabásicos. De otro lado Paredes (2000) postula una teoría en la cual el Complejo Marañón sería un green-stone belt proterozoico (Figura 2.7) que habría sido acresionado al borde paleopacífico del supercontinente proto-Pangea (archean crust); las evidencias de campo que sustentarían esta teoría sería la presencia, en el distrito de Buldibuyo, de basaltos en almohadillas y gabros deformados con rellenos de sulfuros, además de las dataciones obtenidas en zircones del Batolito de Pataz (carbonífero) en el distrito de Parcoy en 1119 ± 108 Ma (Vidal *et al.*, 1995).

Vicharra, 2001 reconoce también una serie volcánica perteneciente al Complejo Marañón, la denomina de metavolcánicas, está compuesta de andesitas y basaltos almohadillados de fondo marino que provienen directamente del manto superior con disseminaciones de oro-pirita-arsenopirita actualmente metamorfozadas que aflora al N y NW de Tomac en

la parte baja y en las dos riveras del río Cajas, en el distrito de Tayabamba, los cuales están concordantes y cortando a los esquistos del Complejo Marañón.

En el presente trabajo los esquistos pertenecientes al Complejo Marañón están descritos en el capítulo 3 Petrografía.

2.2.2 PALEOZOICO

A. FORMACIÓN CONTAYA

Según Wilson *et al*, 1967, Lonchman y Schreiber 1989a, la Formación Contaya está conformada por lutitas de color negro del ordovícico, y suprayacen en discordancia erosional al Complejo Marañón; afloran a lo largo del río Marañón en las zonas de Vijus (quebrada El Tingo), localidad de Llaupuy, localidad de Talpito.

Morán (2001) las describe como pizarras gris oscuras y negras, alcanzando potencias expuestas de unos 300 m en ambos lados del río Marañón. En el valle del río Parcoy también se presenta en ambos flancos, pero su afloramiento no está muy bien expuesto por estar cubierto por material reciente.

Vicharra, 2001 reportó en el cerro Gasgurragra, al sur del cerro Icuro, unas pizarras con fósiles del género graptolites que suprayacen al Complejo Marañón que podrían pertenecer a esta formación.

B. GRUPO AMBO

Según Vidal *et al*, 1995, los depósitos del carbonífero inferior (misisipiano) aflorantes en el valle del Marañón están constituidos por conglomerados continentales y marinos que corresponde a molasas post-tectónicas de la fase eohercínica agrupadas bajo el nombre de Grupo Ambo. Son series detríticas de conglomerados, areniscas, grauvacas y lutitas negras, las que contienen niveles carbonosos. Los niveles lutáceos carbonosos no evidencian la presencia de plantas. La edad de esta secuencia fue determinada por la flora estudiada en Paracas que dio edad misisipiano inferior. En la zona de Aricapampa, en el valle del río Marañón, los niveles de grauvacas y lutitas son similares a las facies marinas fosilíferas en la región de Huánuco y Cerro de Pasco. En el sector surandino, las areniscas y basaltos datados del carbonífero inferior subyacen a una serie carbonácea denominada por los geólogos petroleros “la serie negra” que tiene fósiles del devónico superior al carbonífero inferior.

Al igual que Vidal *et al*. (1995), Paredes (2000) consideran que la fase tardihercínica está dividida en una facies sedimentaria y otra volcánica, en tanto que Schreiber *et al*., 1989a para el carbonífero solo describe una secuencia sedimentaria denominada Grupo Ambo (Figura 2.6).

Paredes, 2000 considera para el carbonífero una secuencia sedimentaria y volcánica como se muestra en la figura 2.9, además sostiene que durante el carbonífero se implantó -dentro o cerca del margen continental del supercontinente proto-pangea- un “arco magmático” el cual generó el Batolito de Pataz (305-330 Ma) y los *Volcánicos Lavasén* en un régimen de margen convergente extensional, lo cual explicaría la existencia de diferentes estilos de mineralización aurífera (mesotermales, epitermales, pórfidos de Cu-Au). Los *Volcánicos Lavasén* se emplazan formando un arco volcánico carbonífero post-molasas (Formación Ambo con flora misisipiana) identificada en el anexo Asia conformando domos y edificios volcánicos calco-alcalinos (andesitas-riolitas).

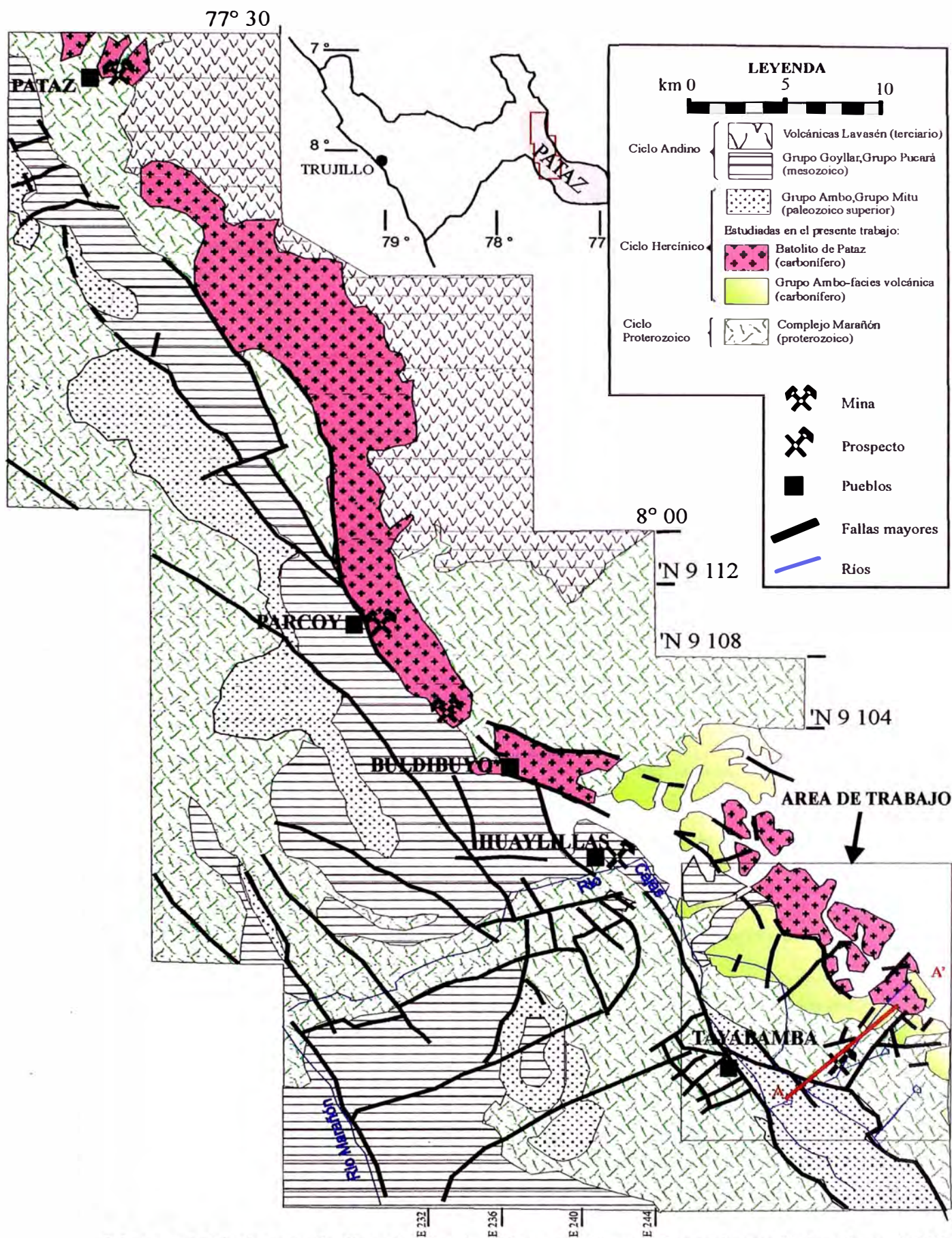
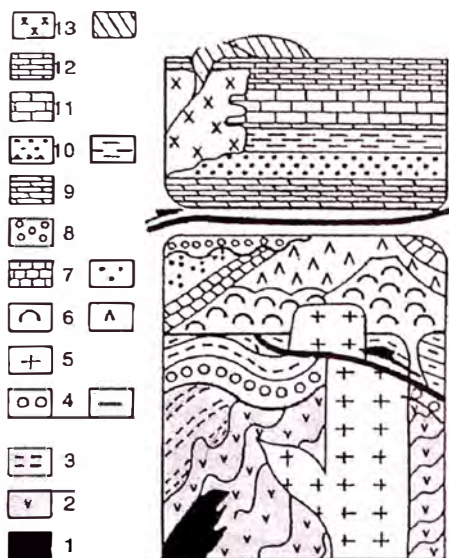


Figura 2.4 : Mapa geológico de la Provincia Aurífera de Pataz (basado en Schreiber, 1989a)



Leyenda :

Cretáceo superior-plioceno	Ciclo Andino	Los intrusivos y los volcánicos del Terciario se muestran esquemáticamente (13). Formación Pullucana (12). Formación Crisnejas(11). Grupo Goyllarisquizga (10). Grupo Pucará (9).
Paleozoico	Ciclo hercínico	Formación Rosa (8). Formaciones Tarma, Copacabana y Mitu (7). Volcánicos Lavasén (6). Batolito de Pataz (5). Formación Contaya (4).
Proterozoico	Ciclo proterozoico	Complejo Marañón : Esquistos y filitas (3). Metavolcánicos (2). Peridotitas(1).

Figura 2.5 : Columna tectono-estratigráfica simplificada mostrando litofacies predominantes y unidades tectónicas en la Cordillera Oriental, Región de Pataz (Vidal *et al.*,1995)

TIME	SECUENCIA ESTRAT.	FORMATION	LITHOLOGY AND FACIES
KÄRÄTZIDIKUM MIOCENE-PLIOCENE	Y Y Y Y Y Y Y Y	LAVASEN-VULKANITE 0 -> 1500 m	Ignimbrites + minor lava-flows of rhyolitic to rhyodacitic composition (+ andesites)
	Y Y Y Y Y Y Y Y	CHOTA-FORMATION 100 - 400m	Red beds, composed of red, gray and violet mudstones, sandstones, and conglomerates
MESOZOIKUM SANTONIAN BOCENE (?) ALBIAN NEOCOMIA NORIAN- LIASSIC		CRISNEJAS-FORMATION 50-300m	Brownish gray marls and limestones
		GOYLLARISQUIZGA-GRUPPE 100-350m	Gray and red deltaic sandstones
		PUCARA-GRUPPE 300 -> 600m	Medium and dark gray marine dolomites and limestones
		MITU GRUPPE 200 - 500m	Red to grayish violet continental sandstones and conglomerates plus volcanic material
PALÄOZOIKUM UPPER PERMIAN- LOWER TRIASSIC(?) LOWER CARBONIFEROUS ? ORDOVICI ?		AMB0-GRUPPE 0 - 500m	Dark gray and greenish brown slates and sandstones
		TON-SCHIEFER 0 - 600m	Slates, locally graptolite-bearing and whit psammitic intercalations
PRÄAMBRIUM 600 M. A.		META-VULKANITE 10 ->1200m	Metavolcanic rocks, rhyolites, rhyodacites, andesites, and basalts
		PHYLLITE >1000m	Phyllites, polydeformed metapelites with a few intercalations of pyroclastics and coarser detrital material as well as carbonate -or phyllite-rich layers

Figura 2.6: Columna estratigráfica de la región de Pataz según Schreiber *et al.*, 1989a.

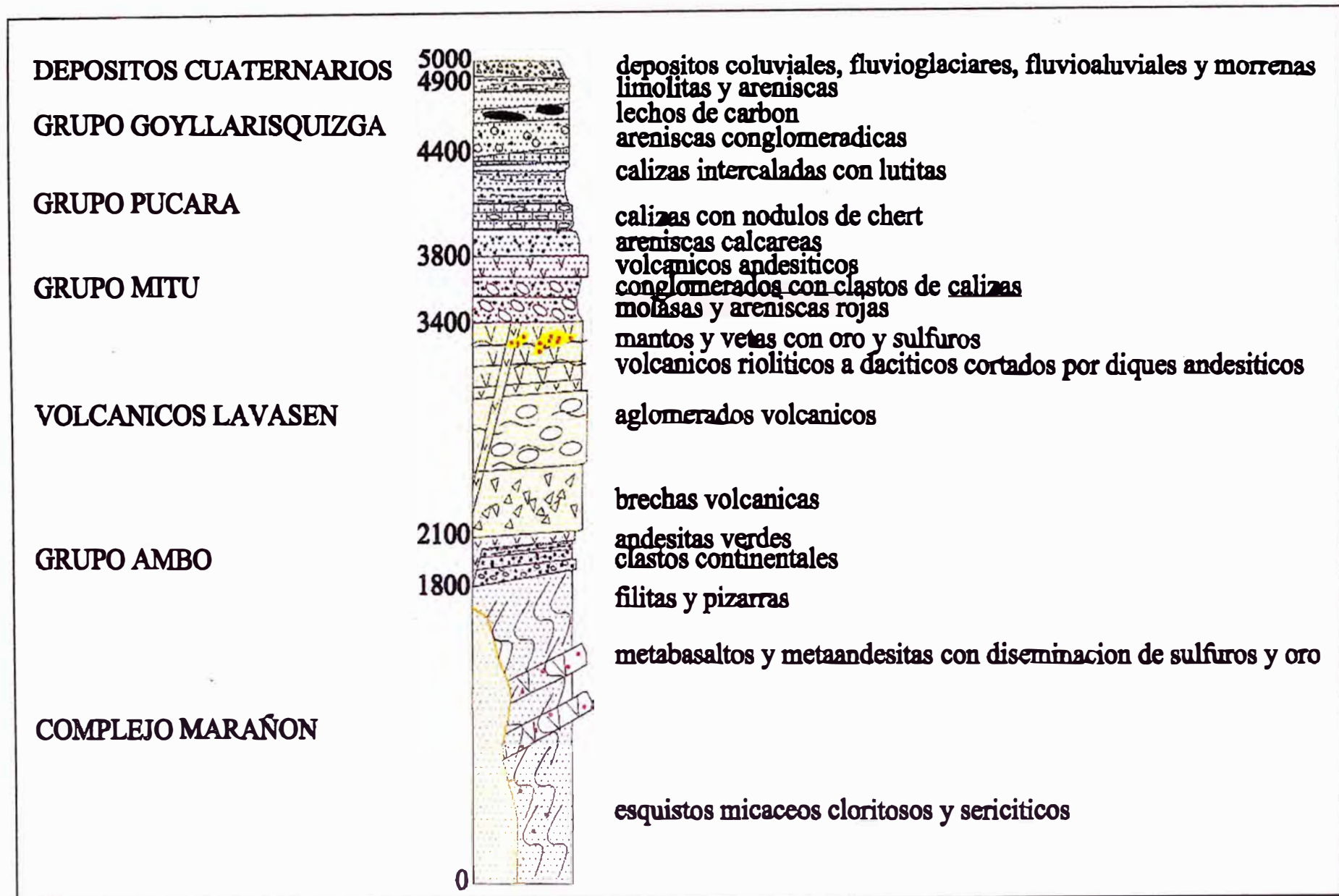


Figura 2.7 : Columna estratigráfica de Tayabamba (tomada de Vicharra, 2001).

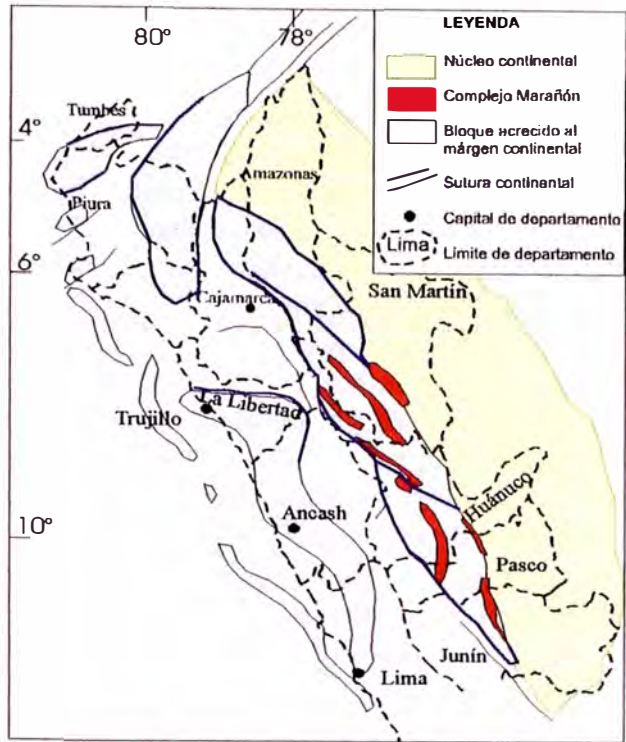


Figura 2.8: Mapa de distribución de los bloques del greenstone belt-suturas (a partir de Paredes, 2000).

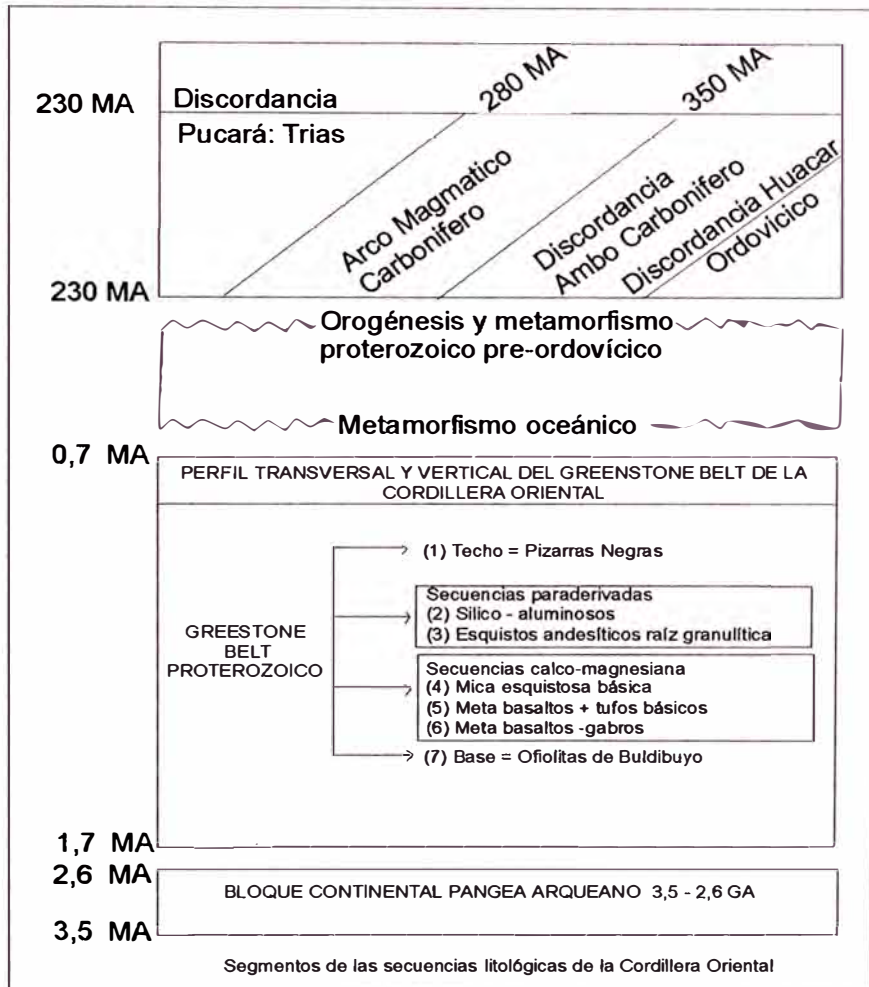


Figura 2.9 : Columna estratigráfica de la provincia de Patate (a partir de Paredes, 2000).

Vichara (2001), también reconoce el grupo Ambo a ambos lados del río Cajas en las quebradas Gasgurragra y Huancuya, sobreyaciendo en discordancia angular a las rocas del Complejo Marañón e infrayace en discordancia a las rocas del Grupo Mitu, en esa zona tiene un espesor de 300 m; está compuesta por conglomerados intercalados con areniscas y limonitas y le atribuye un ambiente fluvial deltaico. Asimismo denomina a la etapa volcánica tardihercínica - al igual que Vidal *et al.*,1995 - como *Volcánicos Lavasén*, está aflorando en el cerro Caldera, cerro Potrero y cerro Yanapaccha (en el distrito de Tayabamba) y tiene una potencia de aproximadamente 1300 m, asigna una composición de riolitas, riodacitas, dacitas y andesitas tardías, con textura afánítica, fluidal y porfirítica; los dos primeros cerros corresponderían a cráteres erosionados, le asigna una edad correspondiente al carbonífero superior por sobreyacer al Batolito de Pataz.

En el presente trabajo también se reconoce una etapa sedimentaria y una etapa volcánica, siendo esta última denominada *Volcánicos del Cerro Yanapaccha* puesto que el estudio se limitó a este cerro y no a nivel regional, y esta desarrollada en el capítulo 3 Petrografía.

C. FORMACIÓN LAVASÉN

Según Sánchez,1995 esta formación está conformada por una secuencia de rocas volcánicas con escasas intercalaciones sedimentarias y en el cuadrángulo de Bolívar (Bolívar es la provincia inmediatamente al Norte de la provincia de Pataz, ambas en La Libertad) fueron mejor estudiadas y presenta un ancho de hasta 14 Km, por lo que es probable que esta Formación también esté presente en la provincia de Pataz. En general en el cuadrángulo de Bolívar, la Formación Lavasen sobreyace a las rocas graníticas; similar relación ha sido descrita por Wilson J. y Reyes (1964) en el flanco oriental del Marañón, quienes mencionan que los piroclastos yacen sobre una superficie erosionada en las rocas metamórficas del Complejo Marañón y en las granodioritas del Batolito de Pataz.

Vidal *et al.*,1995, las denomina *Volcánicos Lavasén* y son rocas volcánicas de composición andesítica –basálticas con estructuras de *pillow* lavas y deformadas por plegamiento simétrico caracterizando a la cordillera oriental en el departamento de La Libertad (Figura 2.5). Estas rocas presentan un eje paralelo al río Marañón en ambos flancos de este pliegue se encuentran cambios notables de facies. Hacia el oeste descansa sobre terrenos precambrianos y ordovícicos en discordancia angular; hacia el flanco oriental, los terrenos volcánicos están bien preservados sostenidos por un basamento precámbrico que ha mantenido casi sin deformar los diferentes edificios volcánicos de composición basáltica y andesitas. Estas fases volcánicas fueron igualmente evidenciadas en la zona subandina en la cordillera del Shira; allí la estratigrafía puesta en evidencia por exploración petrolera presenta una secuencia detrítica reposando sobre gneisses del escudo brasileiro y en cuya parte superior se intercalaban emanaciones de lavas basálticas con estructuras de *pillow* lavas brechas además de tufos y niveles retrabajados. Estas rocas basálticas fueron datadas por métodos radiométricos con edades que pueden alcanzar hasta el carbonífero inferior (Martín y Paredes, 1967). La correlación de estas dos unidades volcánicas significa que un mismo nivel de la estratigrafía del nororiente peruano pertenecería a un fenómeno volcánico único. Más hacia el este, en la cuenca de Acre, los petroleros brasileiros cortaron basaltos discordantes sobre rocas

metamórficas precámbricas y cubiertas por rocas del neocarbonífero en el fondo del pozo FG-1 en el foz de Gregorio (Paredes, comunicación personal). Esta relación estratigráfica se encuentra bien representada en el valle del río Marañón, entre Chagual y Vijus, donde se observa una sección de basaltos con estructuras almohadillas infrayaciendo a calizas dolomíticas del carbonífero inferior correlacionable con la Formación Tarma y Formación Copacabana.

Vicharra, 2001 también las denomina *Volcánicos Lavasén*.

D. GRUPO MITU

Franja de rocas continentales que afloran en ambas riveras del río Cajas entre Collay y Tayabamba, tiene una potencia aproximada de 400 m, sobreyace en discordancia erosional al Grupo Ambo e infrayace a las calizas del Grupo Pucará. Litológicamente está constituido por areniscas rojas, conglomerados rojos, molasas, areniscas, limolitas, lutitas y yeso y hacia el tope afloran rocas volcánicas de color morado y composición andesítica.

Según Vicharra. 2001, los conglomerados están constituidos por cantos rodados hasta de 80 cm de diámetro, provenientes de las secuencias anteriores. Entre las quebradas Huaraugaga y Huancuya estos conglomerados presentan cantos de caliza con restos de crinoideos, que probablemente provengan del Grupo Copacabana aunque esta unidad no ha sido identificada en la zona ni en la región. La abundancia de fragmentos gruesos y mal seleccionados indica un transporte corto y zonas de aporte cercano. Las areniscas son bastante rojizas, constituidas por granos de cuarzo en una matriz de hematita y limolitas, las fracturas están rellenas con yeso fibroso. Los sedimentos se depositaron en fosas erosionadas afectadas por actividad tectónica posterior, la hematita diseminada en estas rocas indica erosión acompañado por sepultamiento relativamente rápido en condiciones oxidantes formando a pie de montañas donde el Complejo Marañón representó una zona de aportes.

La facies volcánica del Grupo Mitu que aflora al este del río Cajas consiste en derrames andesíticos con fenocristales de plagioclasas inmersos en una pasta silíceo morada clara con estructuras de flujo que le da una morfología laminada, presenta también niveles de jaspe rojos y marrones. Los volcánicos están asociados a una falla de orientación NW-SE que pasa por el río Cajas y se extiende hacia el Norte, probablemente por una estructura se emplazaron los derrames.

Al grupo Mitu se le asigna una edad correspondiente al Pérmico medio a superior por las dataciones radiométricas realizadas por el INGEMMET (1995) en los volcánicos (221 m.a.) y por su posición estratigráfica, pues se encuentra sobreyaciendo al Grupo Copacabana e infrayaciendo al Grupo Pucará.

E. ROCAS INTRUSIVAS

E.1 MAGMATISMO Y TECTONISMO CARBONÍFERO

En la provincia aurífera de Pataz, la mineralización tiene una relación estructural relacionada al emplazamiento magmático y tectónico de intrusivos granodioríticos del Batolito de Pataz cuya edad es del carbonífero (Schreiber *et al.*, 1990). Este batolito tiene una dirección N30°W y está controlado por cizallas marginales y cabalgamientos. Localmente presenta intensa deformación y ha sido

afectado en diversas pulsaciones por la fase tardihercínica. La presencia de basaltos marinos coetáneos con plutones granodioríticos del tipo calco-alcalino sugieren un ambiente tectónico con subducción del tipo arco de islas (Carlier *et al.*, 1982). El eje de este arco presenta dirección submeridiana y está conformado por corteza mixta continental-oceánica, que fuera posteriormente deformada por la colisión de dos bloques continentales mayores que probablemente constituyen la colisión de dos placas continentales.

El magmatismo del carbonífero ocurre con intrusiones tonalíticas a granodioríticas en profundidad y vulcanismo marino en superficie. Se presentan conos, flujos y calderas que demuestran diversidad en las actividades volcánicas. Los plutones están compuestos principalmente por gabros, monzonitas, tonalitas y granodioritas (Wilson y Reyes, 1964; Wilson *et al.*, 1967).

Los depósitos filonianos de oro en el distrito minero Parcoy se encuentran emplazados principalmente en cuerpos intrusivos de tonalita granodiorita. Mas de 100 km³ de rocas intrusivas se emplazan a lo largo de una sutura tectónica en las secuencias metavolcánico-sedimentarias del proterozoico (Complejo Marañón) y del carbonífero (Volcánicos Lavasén). La litología predominante de este batolito es una granodiorita de grano grueso, localmente presenta fuerte foliación y los feldespatos se encuentran rotos alcanzando un desarrollo porfirítico con coronas granofíricas. Las plagioclasas y los cuarzos son fenocristales en una matriz equigranular con biotita, plagioclasa y muy escasa hornblenda. En la masa intrusiva se encuentran sectores con xenolitos de material volcánico parcialmente no digerido por la masa intruida. Aparecen entonces texturas de hibridización o contaminación magmática. Los fenocristales de feldespatos o cuarzo están rotos o presentan formas ameboidales; los ferromagnesianos suelen estar transformados a ensambles propilíticos

E.2 BATOLITO DE PATAZ

Los depósitos filonianos de oro en la provincia metalogénica de Pataz se encuentran emplazados principalmente en cuerpos intrusivos de tonalita granodiorita donde más de 100 km³ de rocas intrusivas se emplazan a lo largo de una sutura tectónica atravesando las secuencias metavolcánicas-sedimentarias del Complejo Marañón y del carbonífero (Vidal *et al.*, 1995).

Es el mayor cuerpo intrusivo de la región cubriendo cerca de 200 km² y hospedando las vetas de cuarzo-Au. El Batolito intruye al Complejo Marañón controlado por fallas regionales de dirección N-NW. Paralelo a este eje el Batolito se extiende casi por 70 Km mientras que el ancho E-SE y W-N-NW no sobrepasa los 3 a 8 Km. En algunos lugares el contacto W puede ser observado claramente según un plano N20°-30°W cuya inclinación es 60°-70°E. A escala regional, el Batolito de Pataz puede probablemente ser descrito como un cuerpo lenticular, subverticalmente emplazado en una zona de fractura. Diorítica a (cuarzo) monzodiorítica son encontradas o en el margen del batolito o en pocos lugares como diques del Complejo

Marañón subparalelos al contacto. Cerca del 90% del batolito que aflora en la superficie consiste de granodiorita a monzogranito llevando hornblenda y biotita con un gran número de xenolitos de rocas locales y pequeñas inclusiones microdioríticas. Los estados finales de diferenciación son representados por diques o stocks subverticales ricos en ortoclasa aplíticos a pegmatíticos y numerosas pequeñas aplíticos o pegmatíticos vetas ricas en Na-plagioclasa y K-feldespatos. Esporádicamente diques melanocráticos parecen haber intruído después ya que están cortando el resto de rocas plutónicas.

El Batolito de Pataz consiste de rocas con un amplio rango de contenido en SiO₂ (Tabla 4.8). Mineralógicamente están compuesta por hornblenda verde y plagioclasa andesítica. La principal porción corresponde a granodioritas y monzodioritas. Los minerales formados más temprano son hornblenda y andesina. Luego fueron seguidos por biotita, plagioclasa zonada con oligoclasa-andesina repetidamente, ortoclasa y cuarzo. Ortoclasa, albita o oligoclasa, y cuarzo son minerales del último estado magmático y muestran anhedral y frecuentemente texturas poiquilíticas cuando permanecen dentro de rocas granodioríticas y monzodioríticas de grano medio a grueso. Esos minerales y algunas biotitas también pueden ser encontrados separadamente formando delgadas aplíticas a pegmatíticas vetillas grises que ocurren en todas partes del Batolito.

Otro tipo de aplíticas y pegmatíticas rocas ocurriendo en un stock subvertical o diques pueden ser distinguidas por su color rojizo y ser ligeramente diferentes mineralógicamente y en composición química (Tabla 4.8 y Figura 4.8A). En contraste con lo mencionado encima venas aplíticas de color gris no ocurren en la apófisis lateral del batolito y representa la diferenciación magmática de fuentes más profundas.

Vetas aplíticas a menudo muestran subsiguiente epidotización, uno de los fenómenos de alteración que es típico del batolito. Adicionalmente cloritización de minerales máficos y alguna caolinización o saururización son observados, siendo siempre la más importante la sericitización. Plagioclasa, especialmente, es siempre descompuesta por sericitización donde la introducción de potasio es requerida. Estructural, mineralógica, y geoquímicos argumentos indican que esa alteración deutérica fueron provocada por fluidos magmáticos residuales ricos en potasio.

Geocronología

Las relaciones de campo del Batolito de Pataz sugieren su edad como post-Ordoviciano. Las comparaciones regionales y el hecho que el batolito solo esté cortando rocas del basamento llevaron a Lochmann (1986) y Schreiber (1989) a sugerir una edad Paleozoica las que posteriormente fueron datadas por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar en 321 Ma por separación de la biotita y 305 Ma por separación de la hornblenda (Schreiber *et al.*, 1990a), obteniéndose una edad Carbonífera para el emplazamiento del Batolito de Pataz siendo estos datos coherentes con las de los otros intrusivos en la cordillera oriental peruana como es la intrusión sintectónica de Amparaes datada en (330±10 Ma, por U/Pb en circones (Lancelot *et*

al., 1978) y el granito post-tectónico de Pacococha en el área de San Ramón datado en 346 ± 10 Ma, por K/Ar (Mégard, 1978).

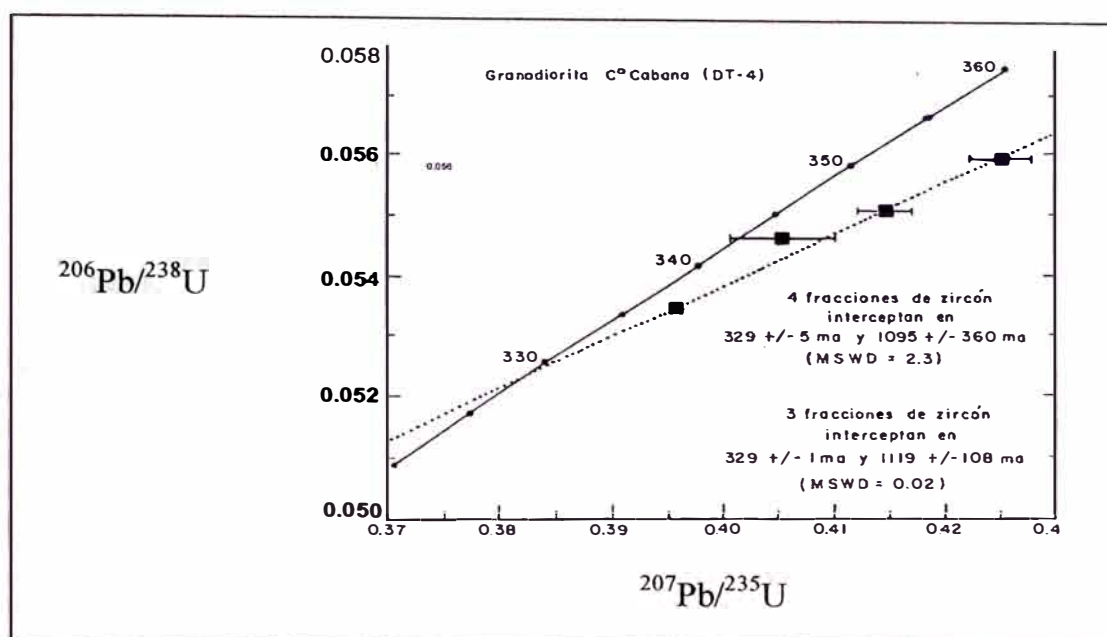


Figura 2.10 : Porción del diagrama de concordia mostrando datos isotópicos U-Pb para zircones de la granodiorita biotítica. Cerro Cabana, mina San Andrés (a partir de Vidal *et al.*, 1995).

2.2.3 MESOZOICO

A. GRUPO PUCARA

Según Vicharra, 2001, este grupo aflora en la quebrada Huaraugaga al SW del río Cajas, sobreyace en discordancia erosional al Grupo Mitu e infrayace al Grupo Goyllarisquizga en discordancia angular, debido a la fuerte erosión pre Goyllarisquizga presenta una potencia aproximada de 600 m hacia el NW y se adelgaza lenticularmente entre los Grupos Mitu y Goyllarisquizga. Litológicamente está conformado por areniscas calcáreas de buena estratificación en bancos de 1 a 5 m; sobreyaciendo a la unidad anterior se presentan bancos de calizas hasta de 10m, con nódulos irregulares de chert, cuarzo y calcedonia en vetillas. Esta sílice indica que la sedimentación de calizas se realizó en aguas tranquilas y de relativa profundidad, existe también un nivel de margas grises. Sobreyaciendo a la unidad anterior aflora un nivel de calizas oscuras y fétidas con intercalación de lutitas negras rica en materia orgánica que indican ambientes anaeróbicos.

De acuerdo con la posición estratigráfica al Grupo Pucará se le asigna una edad correspondiente al Triásico medio-Jurásico inferior.

B. GRUPO GOYLLARISQUIZGA

Según Vicharra, 2001, este grupo aflora al SW del río Cajas entre las quebradas Huanculla y Cushurco, presenta aproximadamente 500 m de potencia, hacia el NW se adelgaza lenticularmente entre el Complejo Marañón y el Grupo Mitu, sobreyace al Grupo Pucará en discordancia angular.

La base del Grupo presenta areniscas de grano grueso a conglomerádico cuyos fragmentos de roca provenientes de la erosión de las secuencias anteriores alcanzan diámetros de algunos centímetros e indican

derivación local, las intercalaciones de lutitas abigarradas indican ambientes oxidantes de plataforma; los niveles superiores lo conforman limolitas, areniscas, microconglomerados deltaicos y algunos lechos de carbón de 0,5 m de potencia.

Por la posición estratigráfica y correlación con las rocas de este mismo grupo del centro y norte del Perú en la cordillera oriental se le asigna una edad Cretáceo inferior.

2.2.4 CENOZOICO

A. DEPOSITOS CUATERNARIOS

Según Vicharra, 2001, se encuentran cubriendo todas las formaciones anteriores y corresponden al Pleistoceno. Se han distinguido 4 clases diferentes de depósitos:

Depósitos de tillita, depósitos fluvioglaciares, depósitos coluviales y depósitos fluvioaluviales.

Los depósitos de tillita están conformados por fragmentos angulares de esquistos, volcánicos y rocas intrusivas en una matriz arcillosa, presentan cierta estratificación. Como derivada de aquellos se ha reconocido también en el fondo de las lagunas Satata e Icuero secuencias de arcilla várvida de color negro verdusco, consiste en una intercalación de limo y materia orgánica que indica depositación estacional en lagunas de agua dulce y descansan sobre una superficie estriada.

Los depósitos fluvioglaciares ubicados en las quebradas de puna en Satata, Culluna, Río Blanco, Yanapaccha y Gasgurragra están constituidos por acumulaciones de fragmentos de roca arrancados de los depósitos glaciares y retrabajadas por las corrientes de agua.

Los depósitos coluviales se encuentran en la falda de todos los cerros y están conformados por fragmentos angulares de roca del mismo cerro, poco consolidadas y cubiertas de vegetación.

Los depósitos fluvio aluviales se encuentran en el río Cajas y en las partes anchas de algunas quebradas tributarias; son depósitos de arena, grava y algunos cantos y bolones de hasta 1 m de diámetro, sueltos a semi consolidados.

2.3 EVOLUCION TECTONICA

Según Vicharra, 2001 desde el neo-proterozoico, a partir del Ciclo Brasílide, ocurrieron 4 fases de deformación superpuestas, denominadas fase 0 (la más antigua), 1, 2 y 3. La fase 0 se encuentra enmascarada por las otras. Esta fase se refleja en la esquistocidad microscópica de plagioclasas, anfíboles y piroxenos observada en los esquistos del Complejo Marañón. La fase 1 comprende pliegues isoclinales de orientación NW-SE que a su vez han sido replegadas por la fase 2 de orientación NE-SW. Finalmente los pliegues anteriores se encuentran afectados por una fase 3 postmetamórfica manifestada por pliegues en “chevron” con dirección preferencial NE-SW y NW-SE.

Durante el Cámbrico el área de Tayabamba y todo el territorio peruano fue sometida a un proceso de erosión peneplanizando los terrenos precámbricos y dando como resultado una plataforma que se extendía de este a oeste desde el escudo brasilero hasta la antigua Cordillera de la Costa.

La tectónica eohercínica llevó a una emersión de la cuenca y formación de cordilleras que posteriormente fueron sometidas a erosión, se produce un régimen de distensión, fallamientos con cubetas discontinuas que fueron rellenadas con clastos de

ambientes fluviales y deltaicos del Grupo Ambo. La falla del río Cajas pertenece a una estructura regional paleozoica activada durante la fase eohercínica que se prolonga hacia el NW y forma parte del conjunto de estructuras por donde se emplazó el Batolito de Pataz más hacia el Norte. Al final del carbonífero inferior ocurrió un vulcanismo efusivo y explosivo continental de la Formación Lavasen que continuó durante el carbonífero superior, estos volcánicos se emplazaron por estructuras regionales post-eohercínicas.

Durante el pérmico medio a superior la tectónica tardihercínica se caracterizó por un levantamiento en bloques a lo largo de fallas de rumbo NW-SW, las que dieron lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos.

Durante el permo-triásico se producen levantamientos, erosión (luego del retiro de los mares) y deposición de molasas teniendo como agente de acarreo las corrientes fluviales, seguida por una secuencia volcánica de color violáceo intercalado con sedimentos hacia el tope. Todas estas rocas corresponden al Grupo Mitu, el cual sobreyace discordantemente al Grupo Ambo e infrayace en discordancia angular al Grupo Pucará.

En el Triásico medio se produce una nueva depresión denominada cuenca geosinclinal andina, la sedimentación del Pucará en Tayabamba forma parte de ella, los mares durante este periodo ingresaron por el norte extendiéndose hasta el sector noroccidental; en la cordillera oriental la sedimentación calcárea del Pucará se produce en una cuenca profunda que se extiende hasta el Jurásico inferior.

La sedimentación cretácea del Goyllarisquizga sobre el Pucará tuvo lugar en cubetas controladas por movimientos oscilatorios verticales a lo largo de fallamientos longitudinales heredados de la tectónica Hercínica. Durante este periodo los mares fueron someros, extendiéndose desde un área positiva en el margen oeste hasta la Cordillera Oriental que permanecía emergida la que constituía una zona de aportes de los sedimentos. Las lutitas abigarradas del Grupo Goyllarisquizga en Tayabamba se depositaron en un mar de plataforma continuando con una sedimentación continental de la secuencia arenosa.

Durante el Eoceno se producen perturbaciones locales que culminan en el Eoceno terminal provocando desplazamiento de la pila sedimentaria Mesozoica y localmente Paleozoica contra el Geoanticlinal del Marañón generando imbrincamiento a lo largo de fallas inversas de alto ángulo. Se produce la reactivación de casi todas las estructuras anteriores como fallas inversas las que han aprovechado las zonas de debilidad pre existentes colocando al Complejo Marañón en contacto fallado con las formaciones paleozoicas y mesozoicas por medio de sobrescurrimientos regionales (Figura 2.12) que se prolongan hacia el norte.

Estructuras pre superficie Puna con desplazamientos destrales y sinestrales de orientación NE-SW cortan a todas las secuencias de roca y a los sobrescurrimientos, algunas de ellas como la falla del río Blanco ha sido reactivada y se extiende hasta cortar el batolito.

Durante el Mioceno medio se formó la superficie Puna evidenciado por las superficies de erosión encontradas en los cerros Pahuarchuco y Togana, inicialmente esta superficie se formó a 1000 m.s.n.m, con el levantamiento Pliocénico fueron llevadas hasta los 4000 m.s.n.m, estos movimientos estarían vinculados con la tercera fase Quechua.

Durante el Plioceno al mismo tiempo que se levantaba los Andes también se profundizaba el río Marañón y el río Cajas.

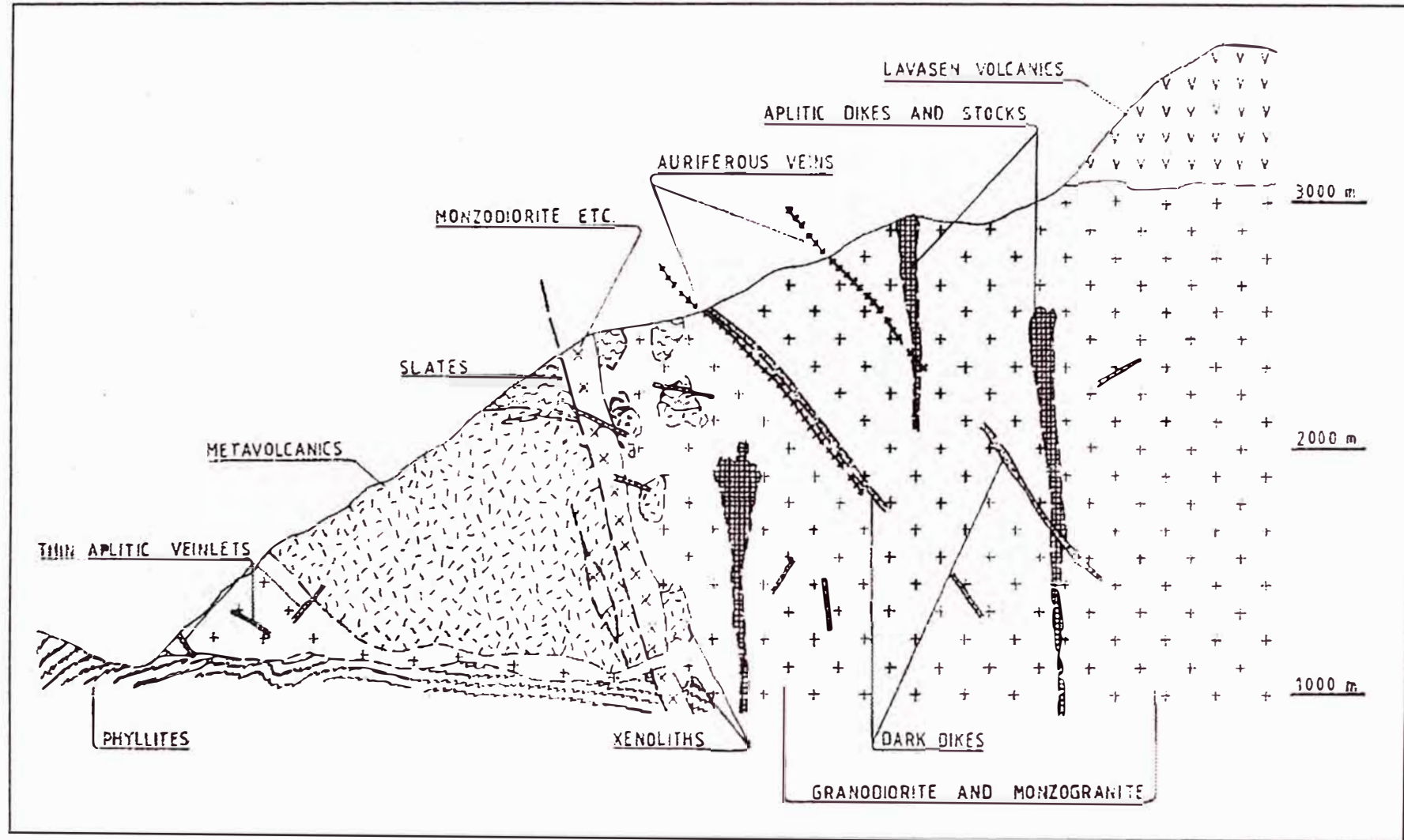


Figura 2.11 : Sección esquemática del Batolito de Patagón mostrando los rasgos geométricos y la típica posición de las vetas auríferas. El Batolito corta el precambriano hasta las series del basamento del paleozoico inferior y aparece discordante infrayaciendo a las rocas volcánicas del terciario superior (traducción libre a partir de Schreiber, 1990a).

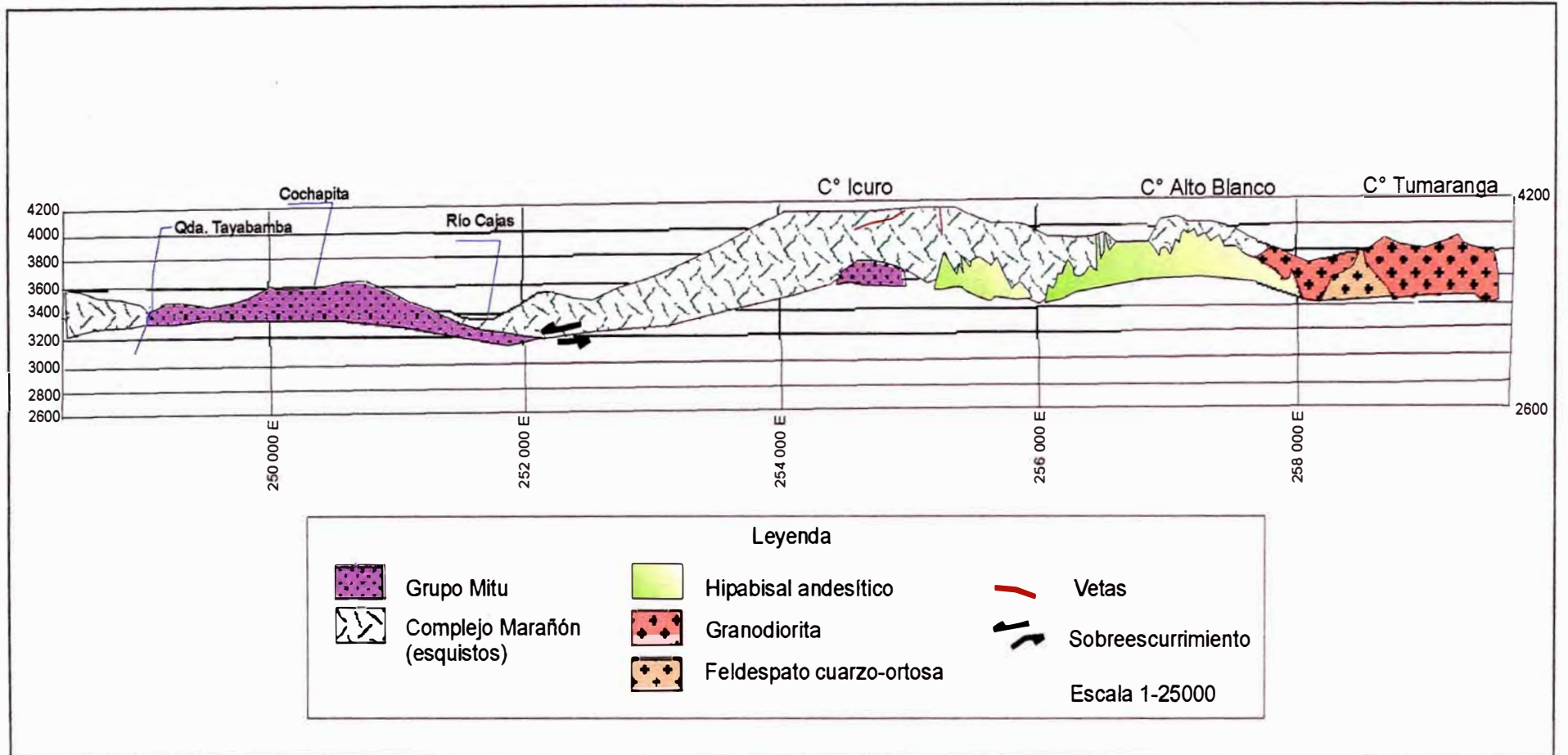


Figura 2.12 : Sección longitudinal AA' mirando hacia el NW (elaborada a partir de Silva, E *et al.*, 2001)

CAPITULO 3 PETROGRAFIA

3.1 COMPLEJO MARAÑÓN

3.1.1 ESQUISTOS

En el Capítulo 2 vimos que el Complejo Marañón presenta dos unidades importantes una que es clástica y otra volcánica. Aquí nos referiremos a la serie clástica. En toda la extensión de la Provincia Aurífera de Pataz hay variaciones de esta serie clástica, por ejemplo Schreiber *et al*, 1989a (quien estudió el extremo norte de esta provincia) las describe como “filitas”(Figura 2.6) en cambio Vidal *et al*, 1995 (quien estudió la zona central) usa el término de “filitas y esquistos” (Figura 2.5). El presente trabajo describe la serie clástica del Complejo Marañón en los cerros Icuro, y Yanapaccha pero son válidas para todo el distrito de Tayabamba.

Se utilizará el número 2 para referirse a minerales formados previamente al evento de alteración hidrotermal al que se le identifica con el número 3 (por ejemplo el Cuarzo-2 es previo al Cuarzo 3)

Macroscópicamente estas rocas son de color verde, compactas, duras, de grano fino y esquistosas. (Foto 3.2 A y B). Microscópicamente tienen textura lepidoblástica (Foto 3.2 C y D) a nematoblástica y están compuesta por cuarzo, biotita, muscovita, cloritas, plagioclasa, esfena, y epidota las cuales se describen a continuación:

Cuarzo-2	(hasta 60%)	Cuarzo anhedral, de tamaños menores a 200 μm , están alineados a la foliación principal S_0 (Foto 3.2 C)
Biotita-2	(hasta 30%)	Biotita que define la foliación principal S_0 , generalmente cloritizándose parcialmente (a peninita) y casi siempre asociada a esfena y/o leucoxeno; ocasionalmente aparece plegada (Foto 3.2 C).
Muscovita-2	(hasta 10%)	Muscovita que junto con la biotita definen la foliación principal S_0 , no se observó sericitización (Foto 3.2D).
Cloritas-2	(hasta 40%)	Cloritas (peninita) definiendo la foliación principal S_0 (Foto 3.2 B y D), es más común encontrarla en forma de escamas intergranulares con cz-2, ocasionalmente todavía se observa que se está alterando a biotita-2
Plagioclasa-2	(menos 1%)	Las plagioclasas (Na-Al-Ca) se presentan como porfidoblastos subhedrales y anhedrales, macladas (albita y/o Carlsband), están entre las bandas de cz-2, menores a 600 μm . (Foto 3.2 C). El hecho de presentarse macladas indica que se formaron a una temperatura superior a la de facies de esquistos verde (500°C), por lo tanto son parte del material del protolito. En la misma lámina se observan algunas plagioclasas alteradas a arcillas, con sombras de presión producto de una recristalización dinámica.
Esfena - Leucoxeno	(hasta 5 %)	Están casi siempre dentro de las escamas de las cloritas, son subhedrales e anhedrales.
Epídota	(menos 1 %)	Es zoisita-clinozoisita, subhedral, intercrecida con muscovita o cloritas (Foto 3.6E).

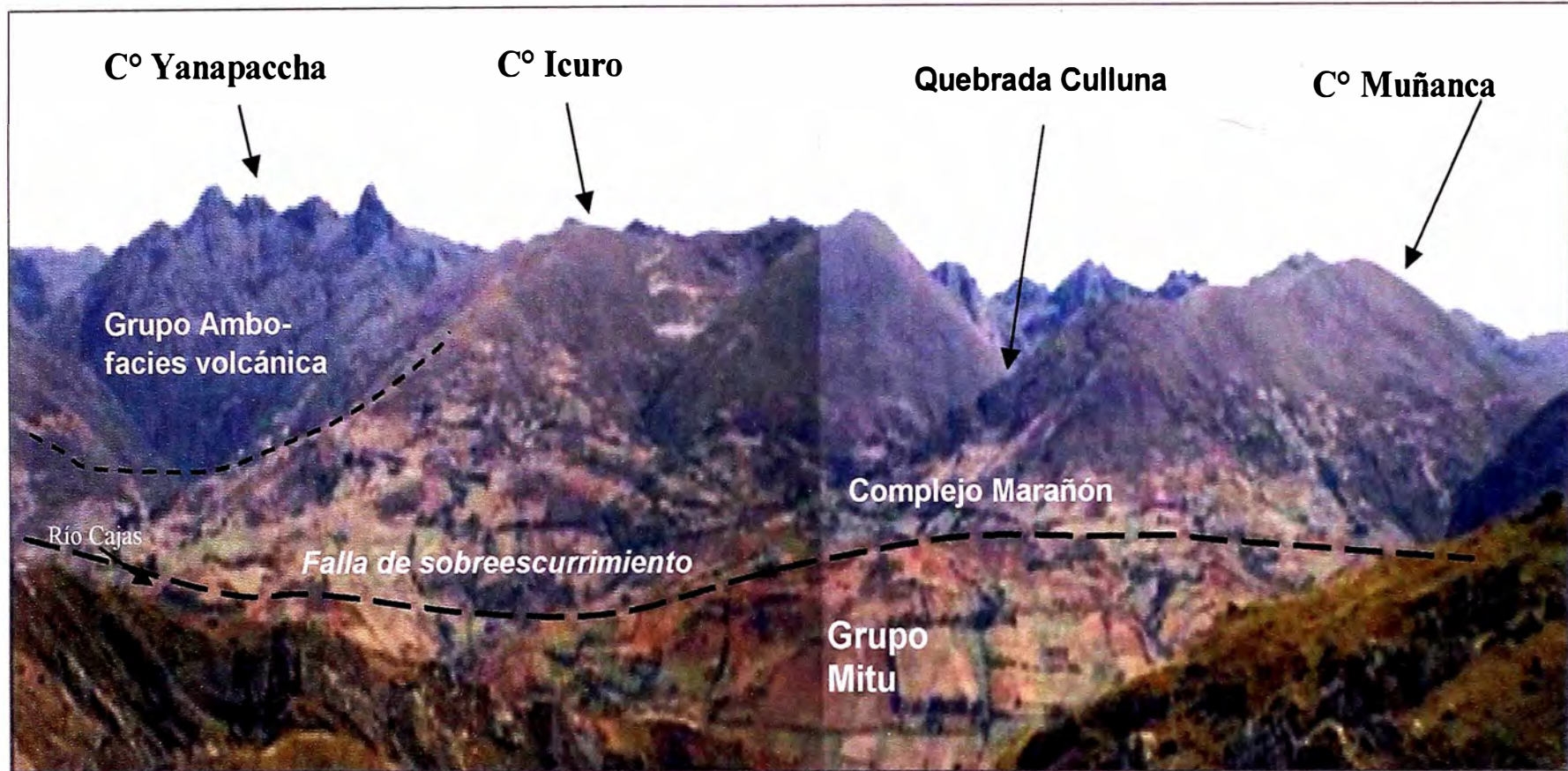


Foto 3.1: Sección longitudinal CC' mirando al NE. En la parte inferior de color rojizo las areniscas y conglomerados del Grupo Mito (pérmico superior) y sobreyaciéndolo, por un efecto del fallamiento inverso, el Complejo Marañón (precámbrico). En la parte superior del Cerro Yanapaccha están las andesitas basálticas que en el presente trabajo se le considera como la facies volcánica del Grupo Ambo y que además se encuentran descansando sobre el Complejo Marañón.(Foto cortesía de E. Silva)

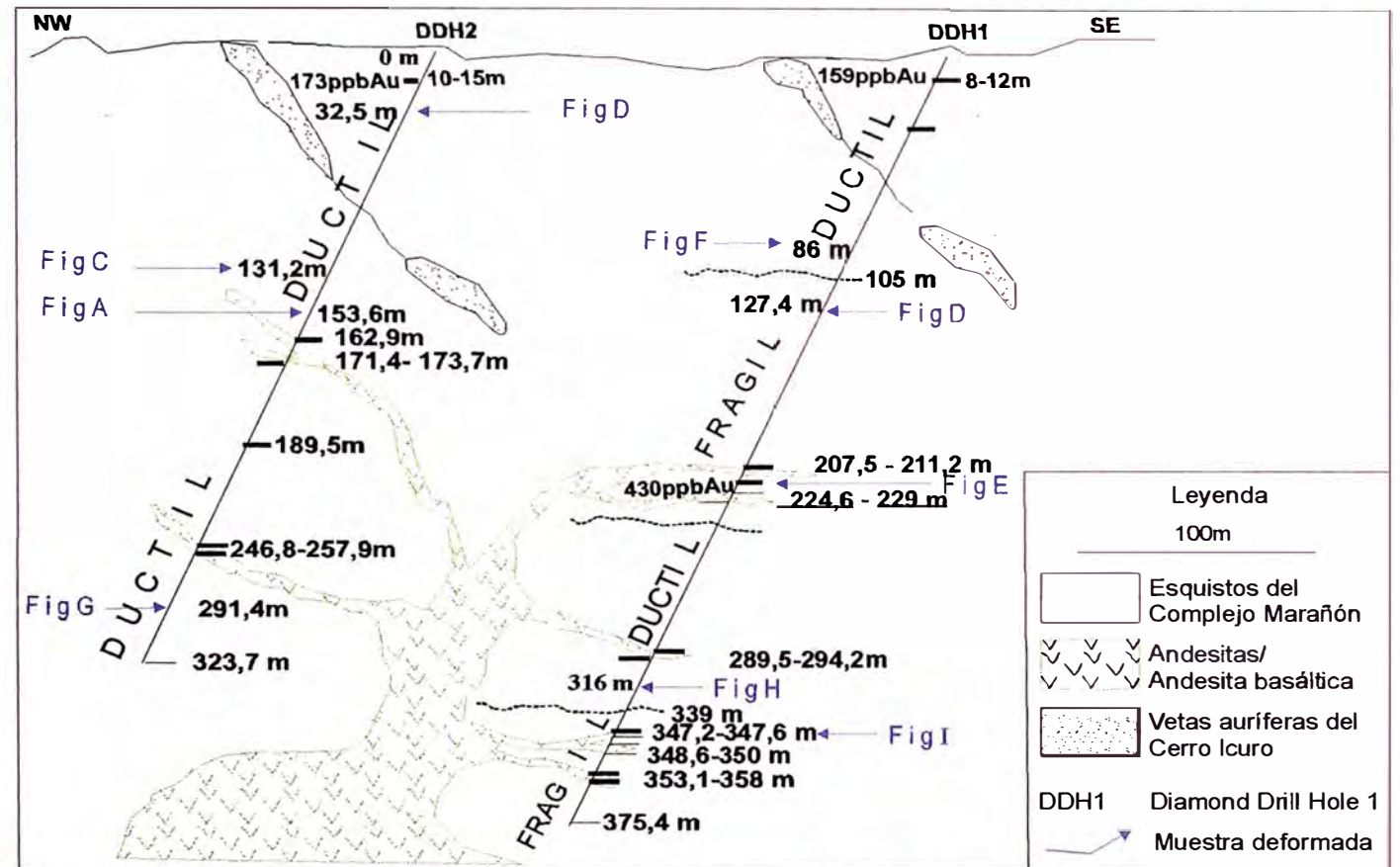
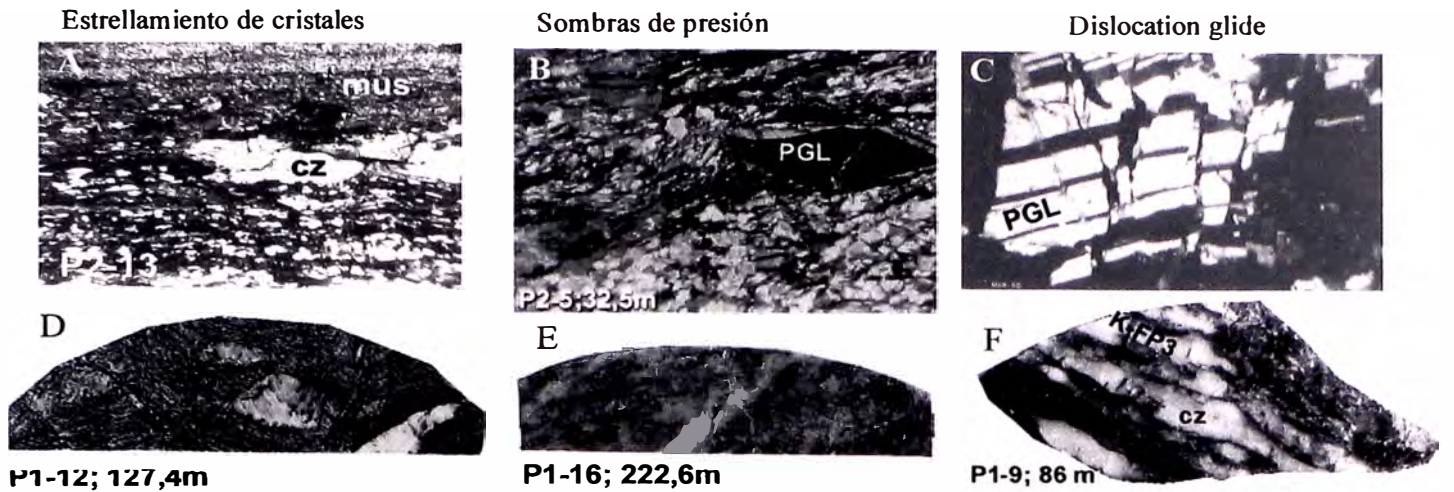


Figura 3.1 : Comportamiento mecánico de las rocas en 2 pozos de sondaje en el cerro Icuero
 Clave: cz=cuarzo; hm=hematita; K-FP=K-feldespato; mus=muscovita; PGL=plagioclasa; py=pirita.

3.1.1.1 COMPORTAMIENTO MECANICO DE LAS ROCAS

En base a observaciones petromineralógicas en casi 600 m de muestras de testigos de los pozos DDH1 y DDH2 perforados en el cerro Icuro, se confeccionó la Figura 3.1 donde se muestran fotografías de láminas delgadas en luz transmitida y nicols cruzados en las que se resaltan el comportamiento mecánico sufrido por los minerales como producto de esfuerzos mecánicos.

En la muestra P2-5 del pozo DDH2 se observa las sombras de presión sufridas por una plagioclasa. En la muestra P2-21 del mismo pozo vemos como las maclas de una plagioclasa han sido plegadas.

3.1.1.2. DISCUSIÓN SOBRE EL METAMORFISMO

A través de las informaciones obtenidas en los estudios petrográficos se verifica que estas rocas fueron sometidas a un metamorfismo regional de facies esquistos-verdes bajo, en la zona de la biotita+clorita+muscovita y permite afirmar que el protolito fue una roca pelítica (grauvaca). Esta conclusión es concordante con Mégard (1973) Grandin *et al.*, (1980) donde este último estudió las rocas precámbricas parametamórficas de la cordillera oriental en la zona de Huancapallac en el departamento de Huanuco. Dicho autor dice que “la sedimentación precámbrica en la Cordillera Oriental fue principalmente detrítica, silico-aluminosa, con una abundancia de pelitas, areniscas y cuarcitas originada por la erosión de una corteza siálica más antigua” ... “esquistos originados de areniscas, tobas, grauvacas presentan minerales detríticos resistentes de cuarzo y feldespatos que subsisten como blastoclastos”. También concuerda con Valenzuela (1995) quien estudió el Complejo Marañón en el área de la mina San Andrés, distrito de Parcoy determinando la naturaleza pelítica de estos esquistos.

Conclusiones parciales

Diferentes ensambles minerales pueden ocurrir con un incremento de temperatura a altas o bajas presiones. Existe un modelo de ensambles minerales metamórficos en rocas pelíticas de la zona *Barrovian zones of Scottish Highlands* ampliamente utilizado (Tabla 3.1) para el estudio de las rocas pelíticas. En esta tabla observamos que los minerales metamórficos de los esquistos del Complejo Marañón corresponde a la zona de la biotita, donde la muscovita y biotita se habrían formado a partir de las reacciones (Yardley, 1991) :



Treinta y tres kilómetros al NW de la zona estudiada (mina San Andrés, distrito de Parcoy), Valenzuela (1995) ha reportado en la misma unidad geológica la presencia de granate y estauroлита, siendo posible que el gradiente de metamorfismo regional se incremente en dirección de Sur a Norte. En el área del cerro Icuro el Complejo Marañón fue afectado por un metamorfismo regional de la facies de Esquistos Verdes, *zona de la Biotita* y en el área de la mina San Andrés estaría afectado por la facies Anfibolito *zona de Granate y zona de la Estauroлита*.

La Fig. 3.2 representa el sistema FASH (Fe-Al-Si-H₂O) en equilibrio donde existe agua en exceso. La línea más gruesa indica el metamorfismo regional, donde el área del cerro Icuro se encontraría representado por la zona chl + prl (Clorita + Pirofilita) en un rango de aprox. 200°.

La Fig. 3.3 representa el sistema KNFASH (K-Na-Fe-Al-Si-H₂O) en equilibrio donde existe agua y cuarzo en exceso. La línea más gruesa indica el metamorfismo regional, donde el área del cerro Icuro se encontraría representado por la zona Bt + Mus (Biotita + Muscovita) en un rango de aprox. 220°; y el área de la mina San Andrés se encontraría representado por la parte sombreada que es el campo donde existe la estaurolita en un rango de temperatura de hasta 650°C.

<u>Zona</u>	<u>Típico ensamble mineral</u>
Clorita	Clorita+ muscovita fengítica + cuarzo+ albita± calcita± estilpnomelano± paragonita
Biotita	Biotita + clorita + mucovita fengítica + cuarzo + albita ± calcita
Granate	Granate+biotita+ clorita+ muscovita+ cuarzo + albita+epídota
Estaurolita	Estaurolita + granate + biotita+ muscovita + cuarzo + plagioclasa (posible clorita a bajo grado)
Cianita	Cianita± estaurolita+ granate+ biotita+ muscovita+ cuarzo + plagioclasa
Sillimanita	Sillimanita + estaurolita + granate + biotita + muscovita+ cuarzo + plagioclasa ± relictos de cianita

Tabla 3.1 : Ensamblés característicos de las rocas metapelíticas procedentes de la Zona Barrovian de las montañas escocesas (compilado principalmente por Atherton, 1977, Chinner, 1965, 1967, and Harte & Hudson, 1979).

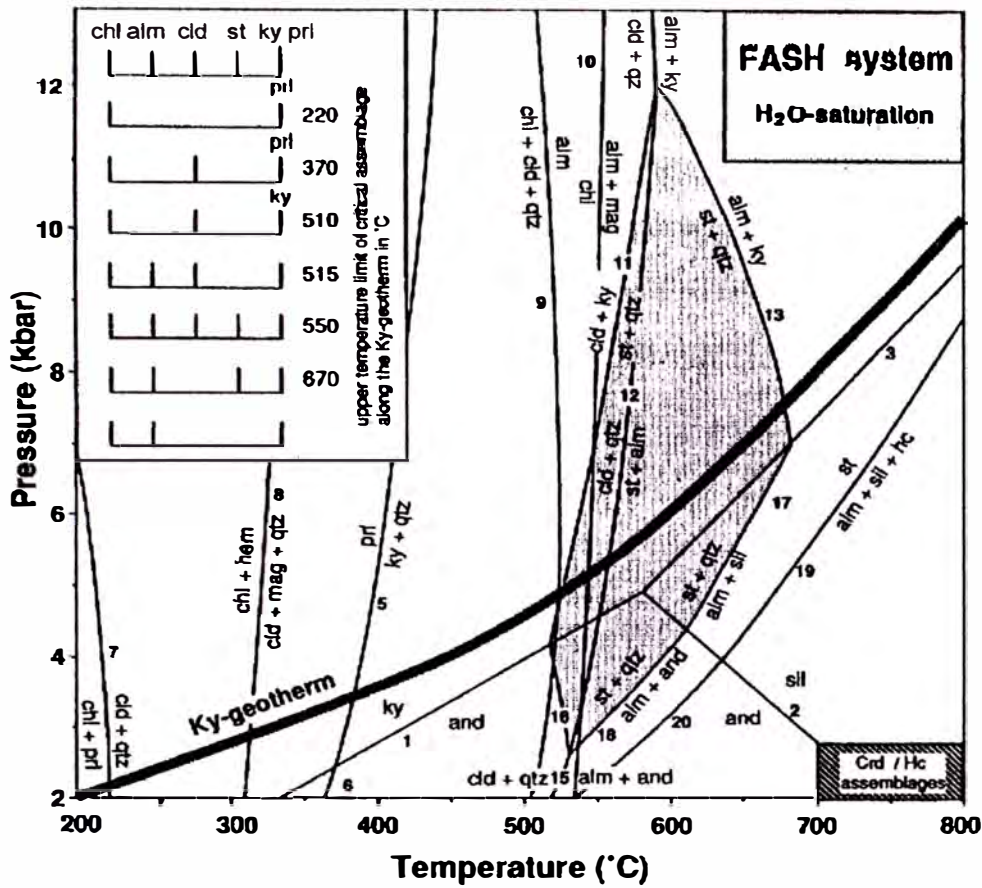


Figura 3.2 : Sistema FASH (Fe-Al-Si-H₂O) en equilibrio. Agua en exceso. (Winkler's, 1994)

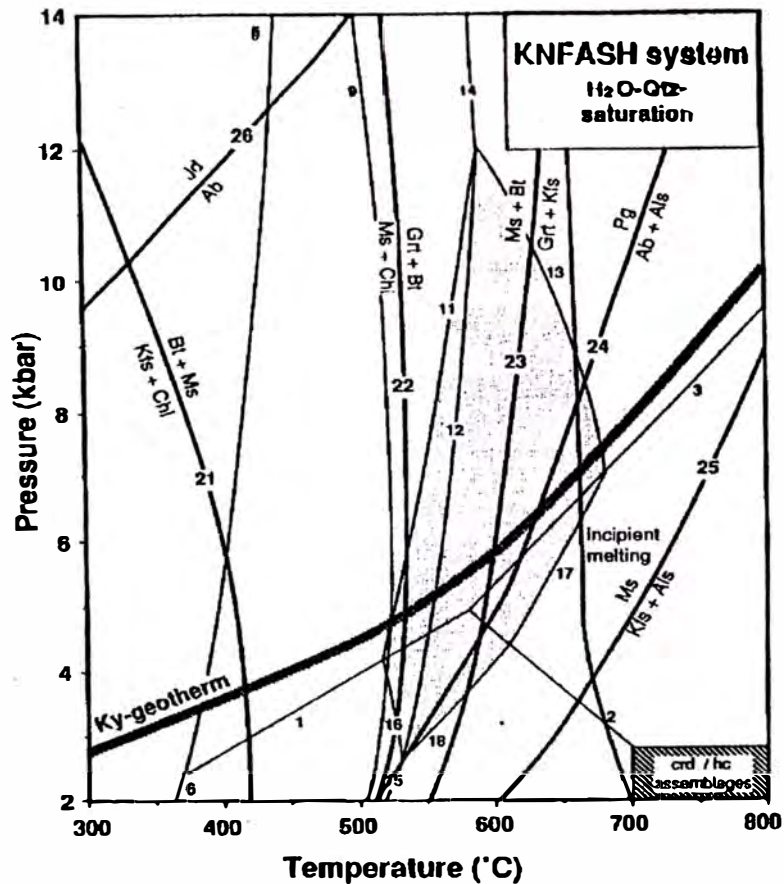


Figura 3.3 : Sistema KNFASH (K-Na-Fe-Al-Si-H₂O) en equilibrio. Agua y cuarzo en exceso (tomado de Winkler's, 1994)

3.1.1.3 ALTERACION HIDROTHERMAL

La paragénesis de alteración hidrotermal está compuesta, en orden decreciente, por cuarzo, K-feldespatos (macla de la microclina), plagioclasa, clorita, pirita, calcita, estos minerales ocurren en forma de nidos y venas, centimétricos a milimétricos, cortando a la foliación principal (S_0) y son descritos a continuación

Cuarzo-3	(hasta 80%)	Cuarzo anhedral, de tamaños milimétricos a menores, formando venillas o nidos asociado a PGLs-3. Fotos 3.3A,B ; 3.4B,C; 3.6B.
Cloritas-3	(hasta 20%)	Clorita subhedral radial, de tamaños mayores que las Cloritas-2; probable peninita (colores de interferencia anómalos azul marronáceo). Fotos 3.5A, 3.6B.
Plagioclasa-3	(hasta 10%)	Plagioclasa subhedral, presentando maclas de la albita y/o Carlsbad, a veces flexionada, sin alterar, asociada al cz-3. Fotos 3.4C, 3.5A.
K-Feldespato-3	(hasta 5%)	K-feldespato presentando macla de la albita. Fotos 3.3A, 3.6C.
Pirita-3	(menos 1%)	Pirita subhedral asociada a PGL-3 y cac-3, ocasionalmente con inclusiones de calcopirita. Fotos 3.4 ^A ,C; 3.5E,F; 3.6C,D.
Calcita-3	(menos 7%)	calcita an- y subhedral en venas milimétricas subconcordantes o transversales a la foliación. Fotos 3.3B; 3.4C; 3.5B,C; 3.6D.
Calcopirita-3	(menos 1%)	calcopirita anhedral, menores a 10 μ m, aparece como inclusiones dentro del cz-3 o como inclusiones de la py-3. Fotos 3.5E,F.

Conclusiones parciales

En base a observaciones petrográficas se determinó al menos 2 eventos de alteración hidrotermal como se evidencia en las fotos 3.3C y 3.3D; En esta primera foto correspondiente a una profundidad de 105,7 m se observa minerales de alteración hidrotermal con un aspecto brechado (vetillas de cuarzo+plagioclasa+pirita+calcopirita y venillas de cloritas); en la foto 3.3D los minerales citados anteriormente fueron quebrados y englobados junto con fragmentos de esquistos a consecuencia de un nuevo evento hidrotermal donde aparecieron nuevos minerales como pirita (flechas horizontales) y hematita (flechas inclinadas).

A una profundidad de 347,4 m (foto 3.4B) se observa un fragmento de dique englobado por los minerales producto de la alteración hidrotermal (cz-3 y CLOs-3), evidenciando que los diques se colocaron con anterioridad a ese evento de ruptura/alteración hidrotermal que produjo el brechamiento .

En el pozo de sondaje DDH2 a una profundidad de 87,50 m se observó granos de peninita con inclusiones subhedrales de esfena en contacto con una venilla de calcita significando que la esfena es un producto secundario de la transformación de la biotita en clorita. En este caso podemos decir que la actividad cálcica debió ser suficientemente alta para estabilizar a la titanita (200°C- 400°C).

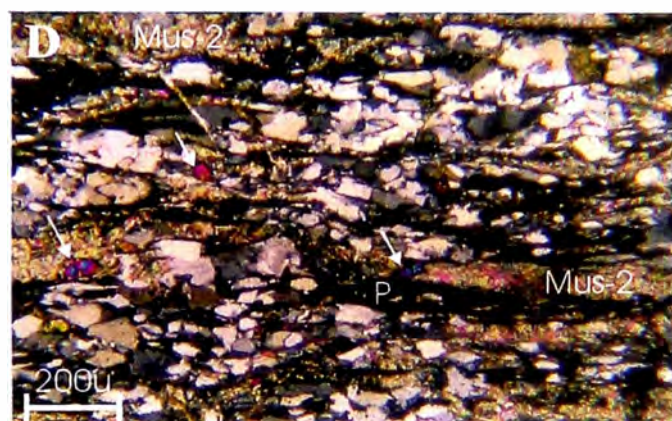
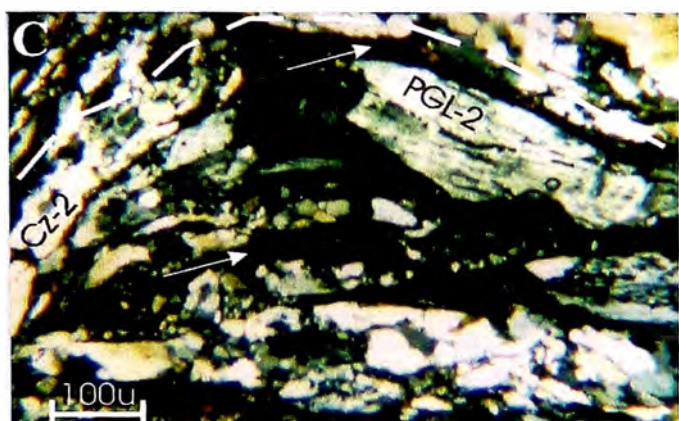
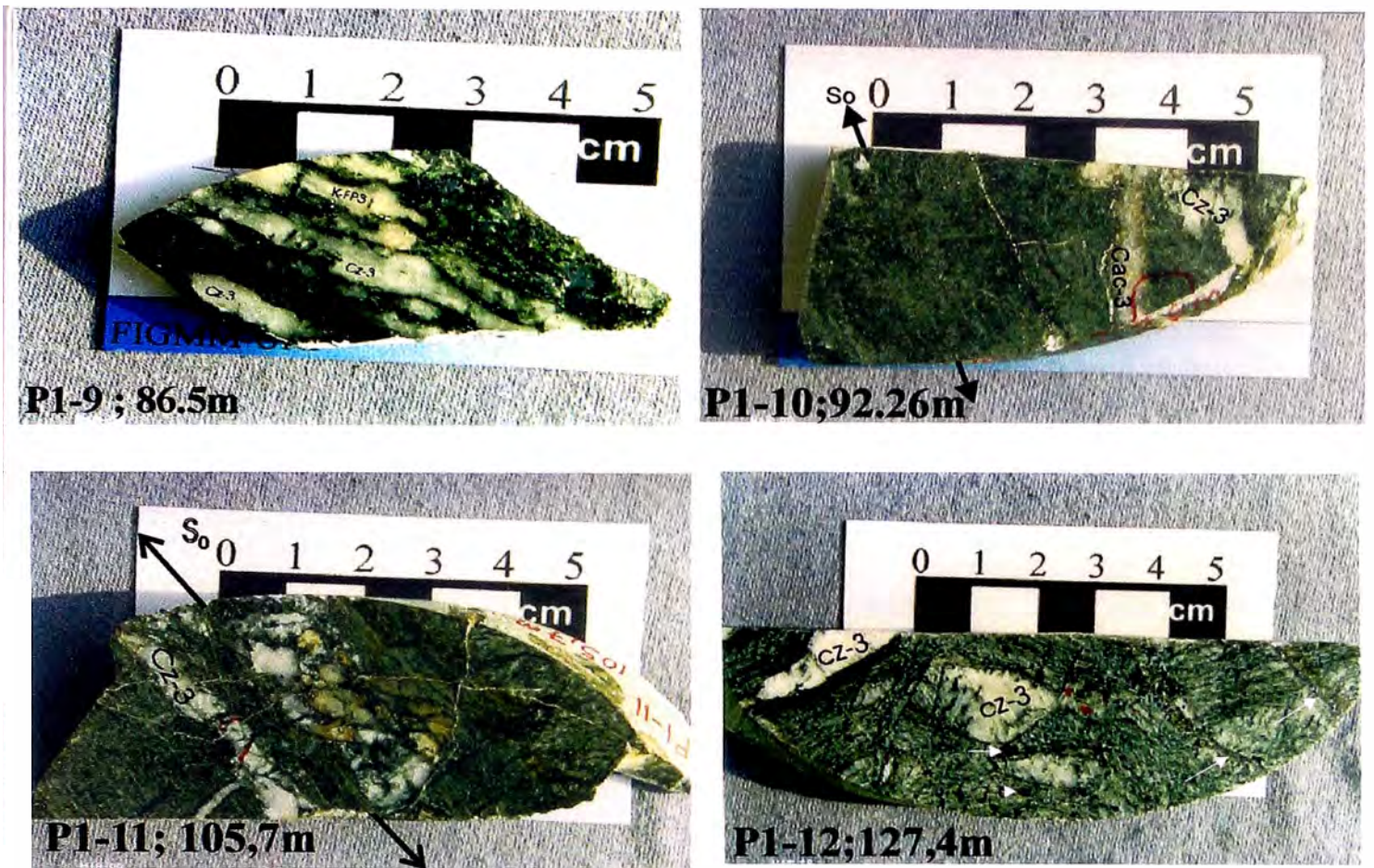


Foto 3.2 : Minerales de la Facies de Esquistos Verdes de los Esquistos del Complejo Marañón -área cerro Icuro, distrito de Tayabamba

- (A) Foliación definida por la clorita (bandas verde oscuro) e intercalada con cuarzo (bandas blancas).
- (B) Deformación dúctil, las bandas oscuras definen la foliación (clorita) y las bandas claras son cuarzos.
- (C) Sección delgada P1-6 (42,8m) en luz transmitida y nicoles cruzados. Plegamiento de la biotita (flechas), cuarzo (cz-2) y plagioclasa (PGL-2), todas forman parte del protolito
- (D) Sección delgada P2-16 (189,5m) en luz transmitida y nicoles cruzados. Detalle de la textura lepidoblástica definida por la muscovita (mus-2) y peninita (p); la epidota (flechas) está asociada a la muscovita.



A	B
C	D

Foto 3.3 :Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado en el pozo 1 (DDH1).

- A : Lentes de K-feldespatos(K-FP3) con ligero tinte rosa y cuarzo (cz-3).
- B Destaque de la foliación cortado por una vena de calcita (Cac-3) y cuarzo(Cz-3).
- C Nótese las venas de cuarzo (cz-3) subconcordantes con la foliación So.
- D : Obsérvese que los lentes de cuarzo (cz-3) de la foto C sufrieron una nueva actividad hidrotermal y fueron quebrados. En esta nueva actividad hidrotermal aparecieron la pirita subhedral (flechas horizontales) y las venas de hematita (flechas oblicuas).

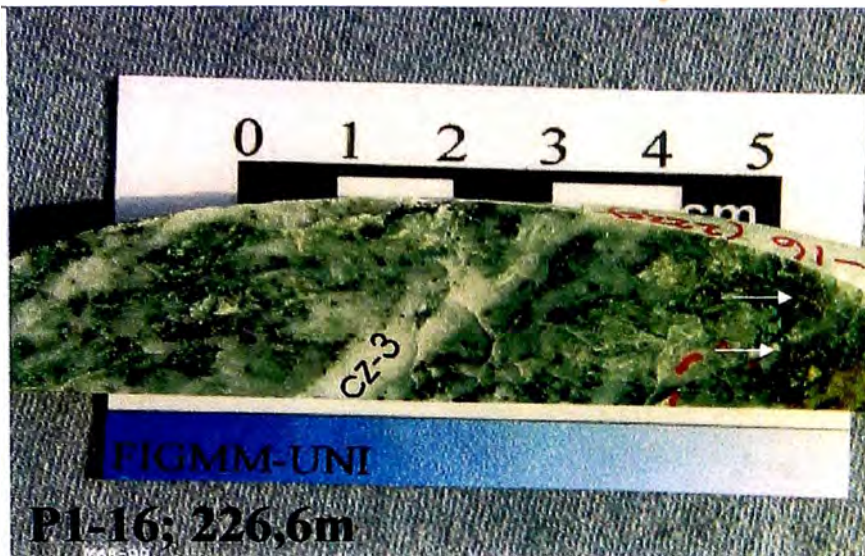


Foto 3.4 : Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado.

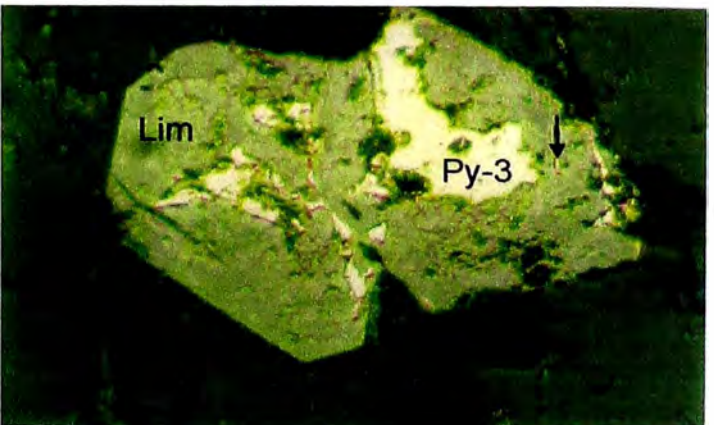
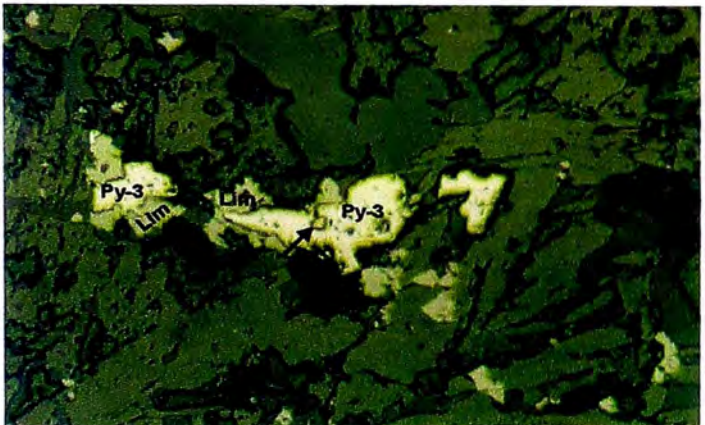
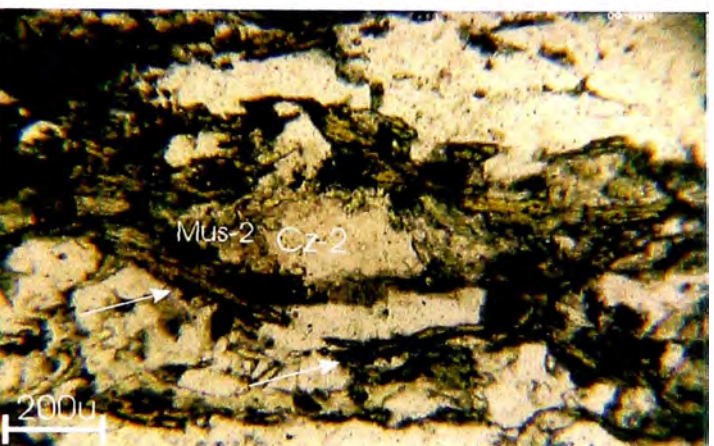
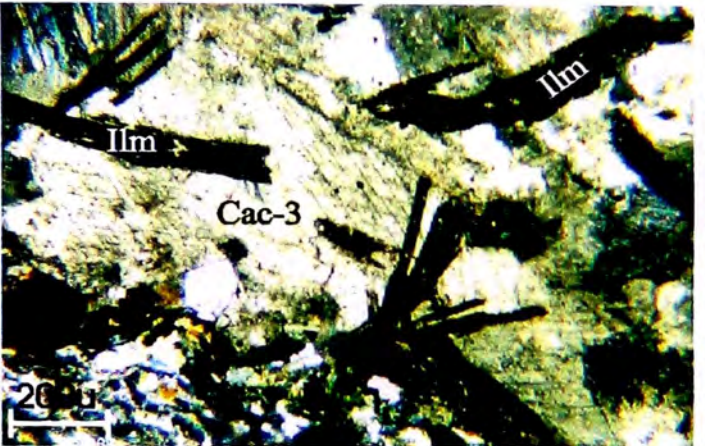
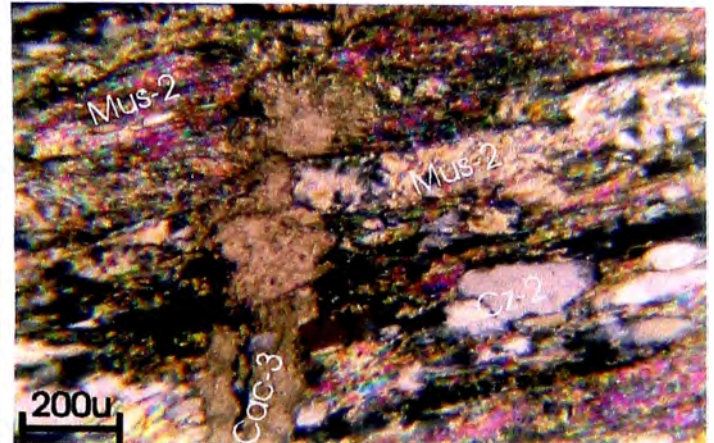
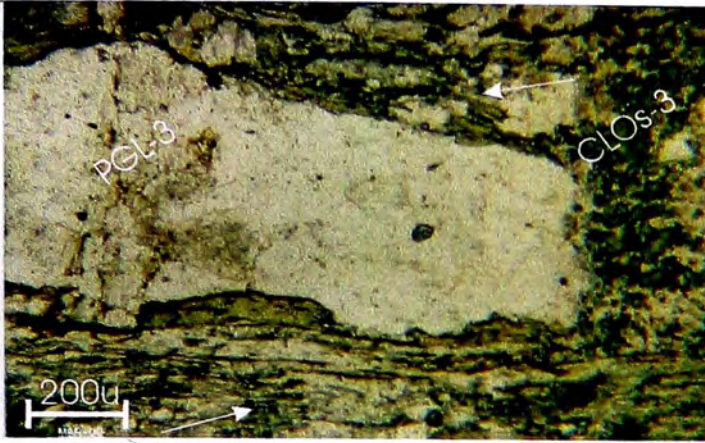
A : Roca de textura brechada con venas de cuarzo (cz-3), venas de clorita (verde oscuro) y pirita subhedral (flechas horizontales). El código indica que la muestra fue extraída del Pozo (DDH1) a una profundidad de 226,6m.



B : Esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado conteniendo un fragmento del dique basáltico (matriz porfirítica).



C : Detalle de minerales hidrotermales. Nótese el cuarzo (cz-3) y la plagioclasa (flechas) subconcordantes con la foliación (subhorizontal). Vetillas de calcita (Cac-3) + pirita atravesando la foliación



A | B
 | D
 | F

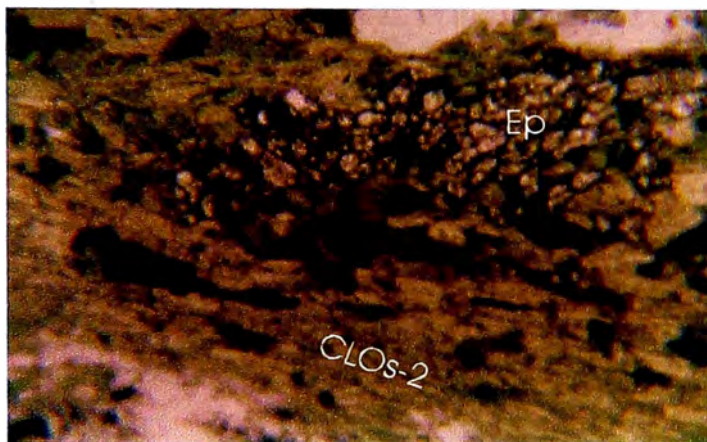
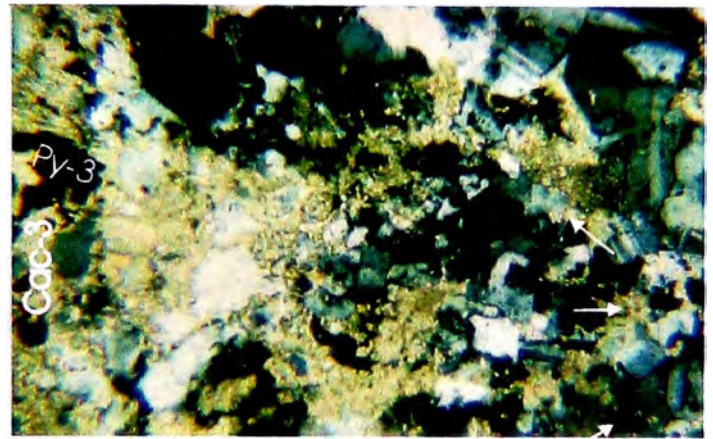
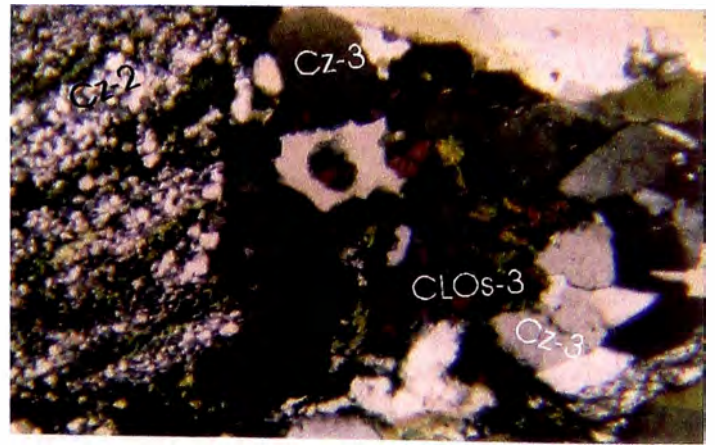
Foto 3.5 :Características del esquistos del Complejo Marañón hidrotermalizado en el cerro Icuro
 A) P1-1; 0,5m. Destaque de las cloritas(CLOs-3) hidrotermales en vetillas las que se formaron posteriormente a las cloritas de la facies de esquistos verdes (flechas).

B) P2-10; 109,8m. Destaque de las bandas de muscovita (Mus-2) que definen la foliación de los esquistos, está atravesada por vetillas de calcita hidrotermal(Cac-3). C) P1-10; 92,2m. Calcita hidrotermal (cac-3) intercrecida con ilmenita ? (Ilm). D) P1-13; 153m. Biotita subhedral (flechas) cloritizándose, está intergranular con cuarzo (Cz-2) y muscovita(mus-2)

E) P2-11; 131,2m. Pirita(py-3) alterada parcialmente a Limonitas (Lim);la flecha indica una inclusión de calcopirita.

F) P2-17; 189,5m. Pirita(Py-3) subhedral casi totalmente alterada a Limonitas (Lim);la flecha indica una inclusión de calcopirita.

El largo del campo fotografiado de las fotos E y F es de 500um.



A	B
C	D
E	

Foto 3.6 : Características del esquistos del Complejo Maraón hidrotermalizado en el cerro Icuro
 A : P2-5; 32,5m. Plagioclasa (PGL-2) alterada a arcillas y con sombras de presión producto de la recrystalización dinámica.

B : P2-6; 40,6m. Cloritas (CLOs-3), posible peninita, intercrecida con cuarzo (Cz-3); ambos minerales están formando parte de una vetilla.

C : P1-9; 86,5m. Pirita subhedral (Py-3), intercrecida con feldespato potásico (K-FP) y cloritas (flechas).

D : P2-20; 92,2m. Plagioclasa (flechas) intercrecida con pirita(Py-3) y calcita(Cac-3).

E : P2-20; 273,4m. Epidota (Ep) intercrecida con Cloritas (CLOs-2).

El largo del campo fotografiado es de 2 mm.

3.1.2 METAVOLCANICOS

Schreiber *et al.*, 1989a clasifica a las rocas metavolcánica pertenecientes al Complejo Marañón como rocas en el rango de basaltos a riolitas (Figura 2.6). Vidal *et al.*, 1995 las clasifica como lavas basálticas y sills ultrabásicos (Figura 2.5). Paredes (2000) postula una teoría en la cual el Complejo Marañón sería un green-stone belt proterozoico (Figuras 2.8 y 2.9) que habría sido acresionado al borde paleopacífico del supercontinente proto-Pangea (*archean crust*); las evidencias de campo que sustentarían esta teoría sería la presencia, en el distrito de Buldibuyo, de basaltos en almohadillas y gabros deformados con rellenos de sulfuros, además de las dataciones obtenidas en zircones del Batolito de Pataz (carbonífero) en el distrito de Parcoy en 1119 ± 108 Ma (Vidal *et al.*, 1995).

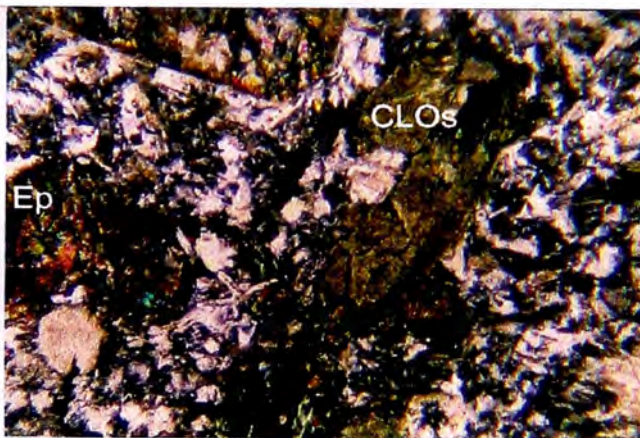
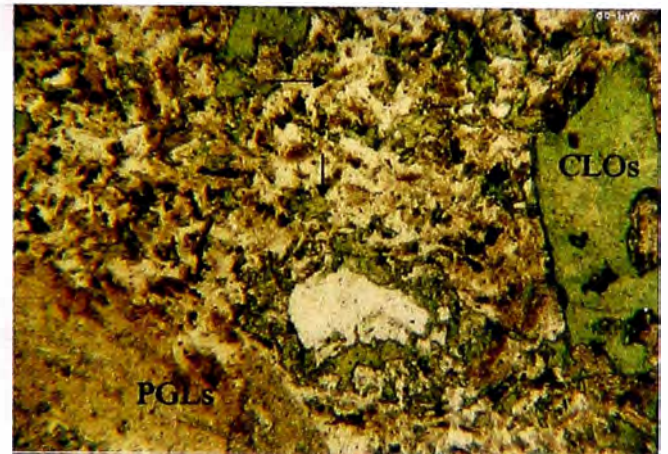
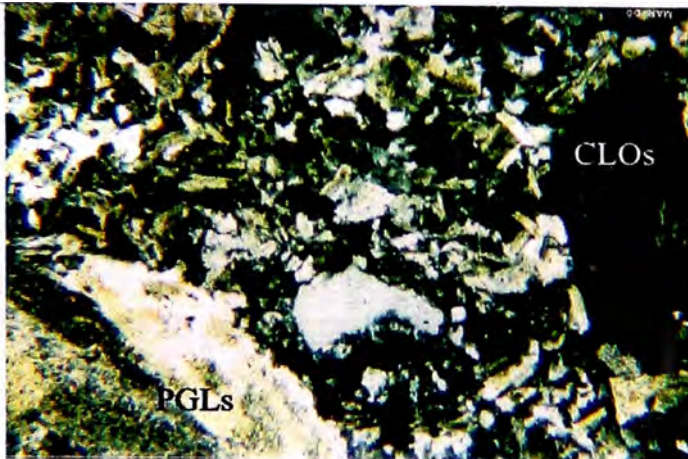
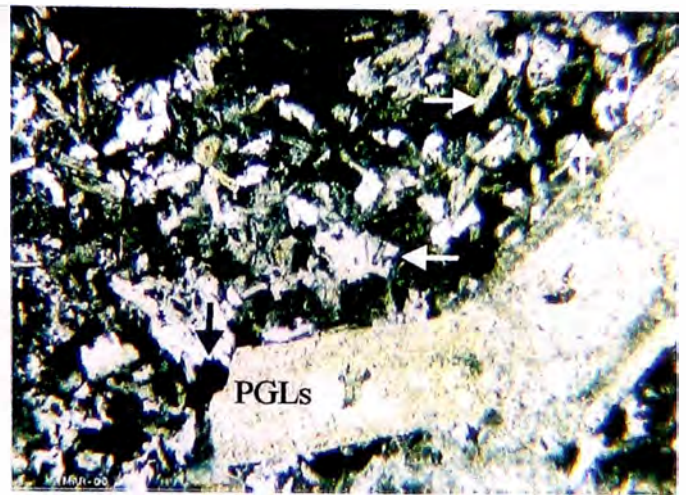
Uno de los objetivos del presente trabajo es caracterizar a las rocas hipabisales que cortan el cerro Icuro y para conseguirlo se estudiaron 5 muestras (P1-17, P1-18, P1-21, P2-14, P2-15).

La muestra P1-17 y P1-18 corresponden a un mismo dique; la primera se encuentra a una profundidad de 227 m y pertenece a la parte central del dique, la segunda se encuentra a una profundidad de 228,7m y pertenece al borde del mismo.

La muestra P1-17 es de color verde claro (Foto 3.7A). Microscópicamente es de textura glomeroporfídica y matriz interseptal compuesta de plagioclasas y clorita (Foto 3.7B). Los porfidoblastos son biotitas actualmente cloritizadas (Foto 3.7C), piroxenos actualmente cloritizados y/o epidotizados (Figura 3.7E).

La muestra P1-18 es de color verde oscuro y de textura afanítica (Foto 3.8A), microscópicamente presenta textura glomeroporfídica con matriz intergranular compuesta por plagioclasas alteradas a arcillas y sericita principalmente y, entre los intersticios hay cloritas y cuarzo (Foto 3.8B). Los fenocristales son plagioclasas sericitizadas y formas de antiguos piroxenos actualmente cloritizados y piritizados. Se le clasificó como andesita. Se destaca en las muestras P1-17 y P1-18 cómo la textura tanto a nivel macro como micro varía en el mismo cuerpo ígneo (Foto 3.7 y 3.8 que corresponden al centro y borde del dique respectivamente).

En el capítulo 4 se modelará geoquímicamente a las rocas hipabisales que intruyen el cerro Icuro (P1-17, P1-18, P1-21, P2-14, P2-15) con el propósito de compararlos con los metavolcánicos reportados por Schreiber *et al.*, 1989a (543, 545, 546B, 632, 638, 951).



A	B
C	D
E	F

Foto 3.7. : Dique que corta al Cerro Icuro (Muestra P1-17)

- A) Pórfido andesítico hidrotermalizado proveniente de la parte central de un dique en el cerro Icuro a una profundidad de 227m.
 - B) Lámina delgada en nicóles cruzados. Destaque de la textura glomeroporfídica y matriz interseptal compuesta de plagioclasas (flechas horizontales) y clorita (flechas verticales). El porfidoblasto que se destaca es la plagioclasa (PGLs) y está débilmente sericitizada (4%).
 - C) Lámina delgada en nicóles cruzados. Antiguos moldes de biotita cloritizadas (verde).
 - D) Igual que la anterior en nicóles paralelos.
 - E) Lámina delgada en nicóles cruzados. Destaque de la textura glomeroporfídica y matriz interseptal. Los porfidoblastos son antiguos piroxenos actualmente cloritizados (CLOs) y/o epidotizados (Ep).
 - F) Igual que la anterior pero en nicóles paralelos.
- El largo del campo fotografiado es de 2mm.



P1-18

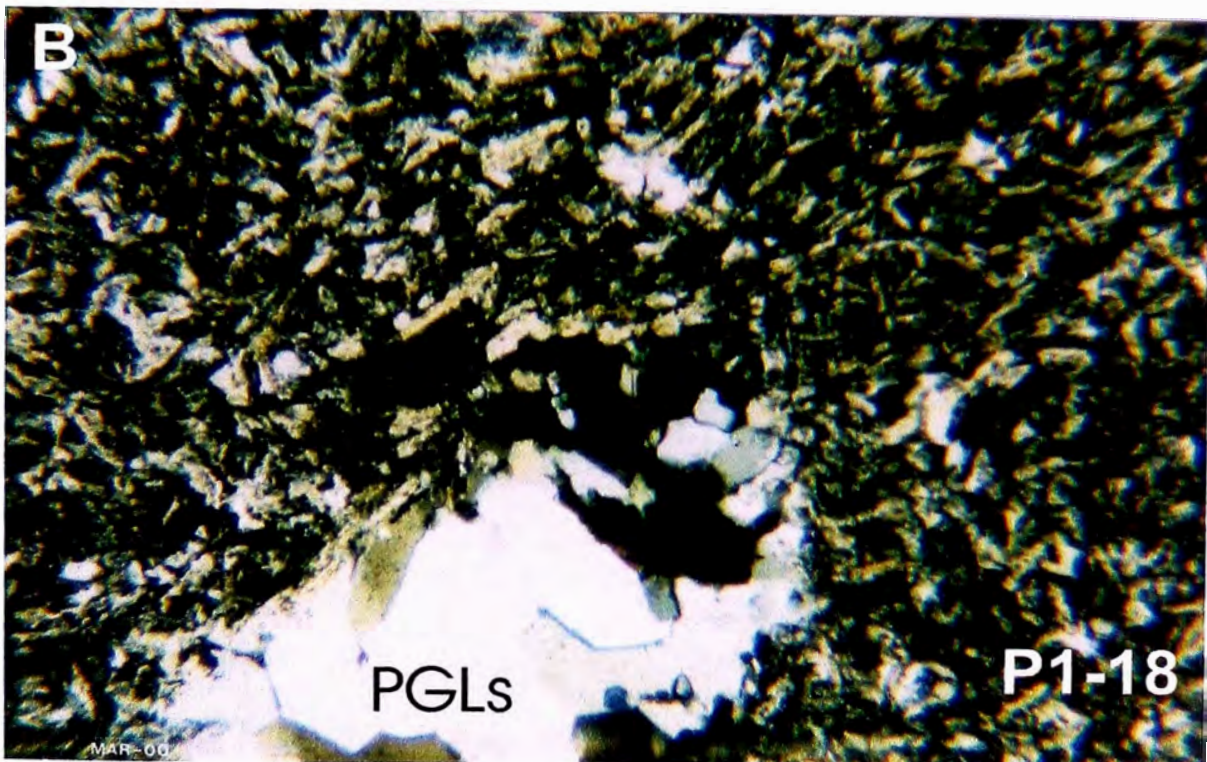


Foto 3.8 : Dique que corta al cerro Icuro (Muestra P1-18)

- (A) Basalto procedente del borde del mismo dique de la Foto 3.7 , tomado a una profundidad de 228,70 m. Nótese la diferencia de texturas con la foto 3.7
- (B) Fotomicrografía de sección delgada en nicóles cruzados. La roca presenta textura glomeroporfidica con matriz intergranular compuesta por plagioclasas alteradas a arcillas y sericita principalmente y, entre los intersticios hay cloritas y cuarzo. Los fenocristales son plagioclasas (PGLs) sericitizadas y formas de antiguos piroxenos actualmente cloritizados y piritizados.
El largo del campo fotografiado es de 2000 μm

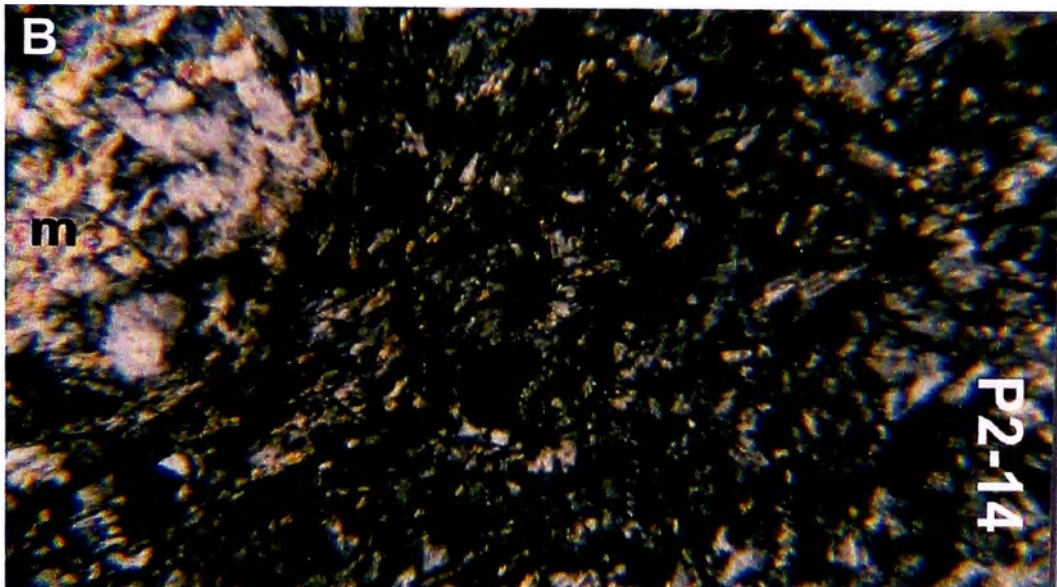


Foto 3.9: Dique que corta al cerro Icuro (Muestra P2-14)

- (A) Andesita basáltica de textura porfírica cortado entre 163,0 m hasta 166,5 m; los granos de color negro son cloritas. La muestra pertenece al borde del dique (163,13 m).
- (B) La roca presenta textura glomeroporfídica, con matriz intergranular compuesta por plagioclasas alteradas a arcillas y sericita principalmente y, entre los intersticios hay cloritas y escaso cuarzo. Los fenocristales son relícticas alterados a muscovita (m) y clorita, no se observan formas de piroxenos
El largo del campo fotografiado es de 1000 μm .

3.2 GRUPO AMBO-FACIES VOLCÁNICA

En este trabajo se considera que en el carbonífero se implantó un arco volcánico carbonífero (Figura 2.4) en el norte peruano y por lo tanto las rocas volcánicas mencionadas a continuación serán consideradas como integrantes del Grupo Ambo-Facies volcánica ya que este grupo representa al carbonífero en el Perú.

Once muestras de roca volcánica (Y-1J, Y-2J, Y-3J, Y-3AJ, Y-4J, Y-5J, Y-6J, Y-9J, Y-9AJ, Y-10J, Y-12J) procedentes del cerro Yanapaccha (Fotos 3.11, 3.12, 3.13, 3.14) en el distrito de Tayabamba fueron estudiadas por encontrarse suprayaciendo a los esquistos del Complejo Marañón, también una muestra denominada SN-3 (Foto 3.10) procedente de un área cercana al mencionado cerro, pero sin localización exacta (donado por Jorge Paredes P).

Cuatro rocas de textura volcánica fueron localizadas en la mina San Andrés, distrito de Parcoy (R-1, R-3, R-4, R-7), a pesar de ser consideradas por los geólogos de esta mina como una roca intrusiva parte integrante del Batolito de Pataz (granito-granodiorita) visualmente son similares a las rocas de los volcánicos del Cerro Yanapaccha (muestra Y-1J y muestra R-3) y por este motivo se les incluye en la sección 3.2.

La muestra SN-3 resalta entre el resto de muestras de rocas volcánicas por presentar macroscópicamente unas amígdalas actualmente rellenas por calcita, las cuales presentan una dirección preferente (Foto 3.10A, flecha), esta textura es característica de los basaltos indicando la existencia de gases durante la erupción del magma o la solidificación de la intrusión, es decir el inicio de la cristalización de ese magma, que al expandirse dejan cavidades en la transición del material ígneo del estado plástico al sólido. Microscópicamente presenta una textura amigdaloides con amígdalas rellenas de cuarzo y carbonatos con bordes de piroxenos (Foto 3.10B) de forma acicular (posible augita); la matriz está compuesta por piroxenos aciculares principalmente. La alteración hidrotermal predominante es la carbonatización.

La muestra Y-1J procedente del cerro Yanapaccha es un basalto, macroscópicamente es de color verde oscuro, de textura fanerítica media (Foto 3.11A); macroscópicamente presenta textura alotriomórfica en cuya matriz se observa ocasionalmente textura mirmequítica (Foto 3.11B). Los fenocristales son piroxenos actualmente cloritizados, esfenas y plagioclasas principalmente. La alteración hidrotermal predominante es la cloritización.

La muestra Y-3J también procedente del mismo lugar, es de color verde oscuro y de textura afanítica (Foto 3.12A), microscópicamente presenta textura glomeroporfídica donde los glomerocristales están formados por anfíboles (Foto 3.12B) actualmente cloritizados; la matriz está compuesta por tablillas de anfíboles (Foto 3.12C).

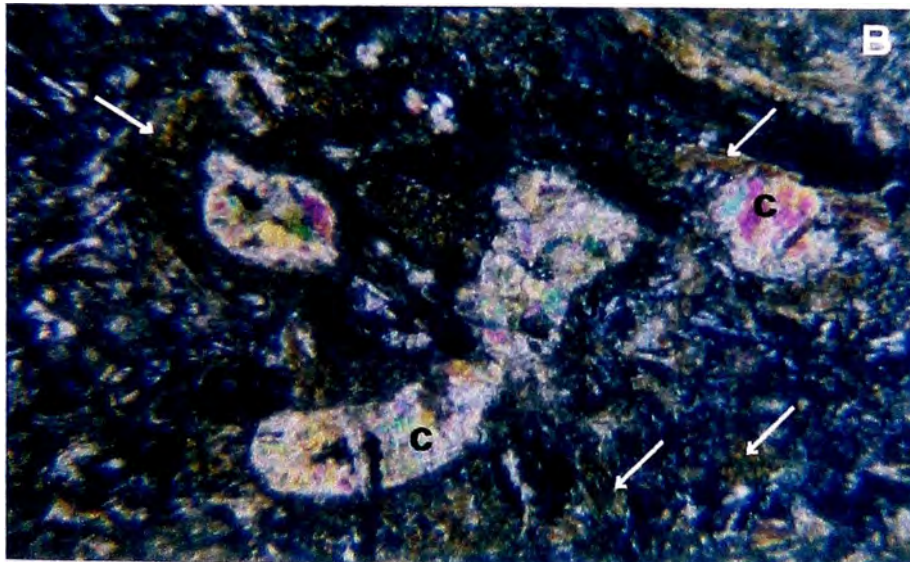


Foto 3.10 : Grupo Ambo- facies volcánica (Muestra SN-3)

- (A) Basalto amigdaloidal procedente de un área cercana al Cerro Yanapaccha, distrito de Tayabamba. Nótese la orientación de las amígdalas (blanco), posiblemente debido a la deformación de la roca, y el color gris verdoso de la roca.
- (B) Fotomicrografía de sección delgada en nícoles cruzados. Amígdalas esféricas rellenas después de la cristalización del magma por cuarzo y carbonatos (c) con bordes de piroxenos (flechas) de forma acicular (posible augita); estas indican la existencia de gases durante la erupción del magma o la solidificación de la intrusión a un alto nivel crustal, es decir el inicio de la cristalización de ese magma que al expandirse dejan cavidades en la transición del material ígneo del estado plástico al sólido. La matriz está compuesta por piroxenos (flechas) aciculares principalmente. El largo del campo fotografiado es de 2000 μm .

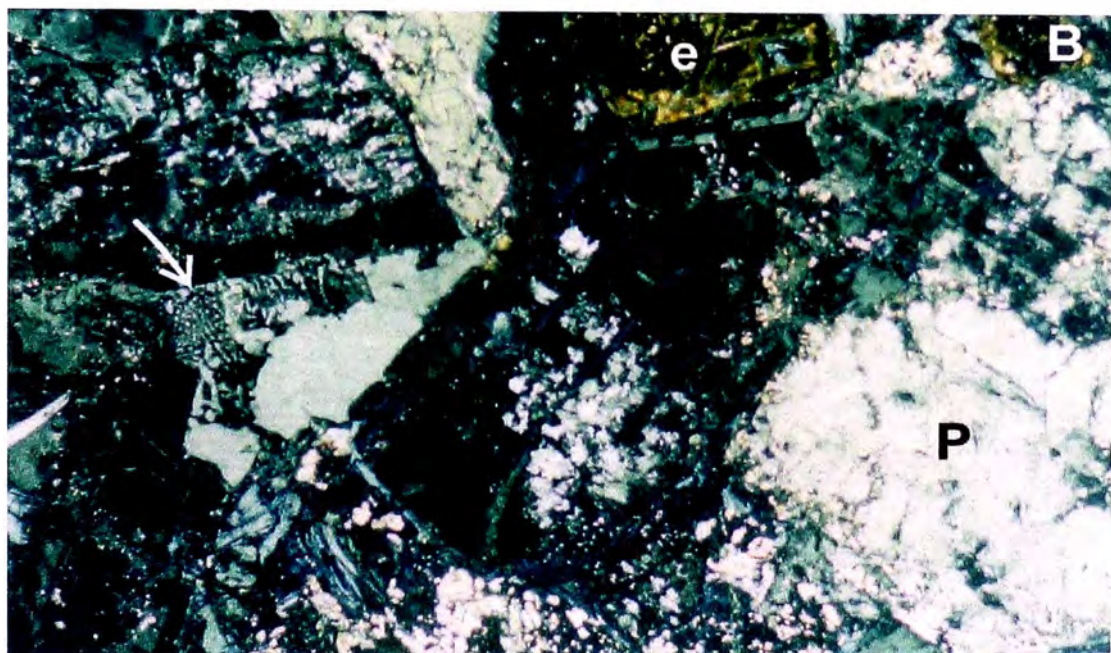


Foto 3.11 : Grupo Ambo-facies volcánica (Muestra Y-1J)

- (A) Basalto de color verde oscuro de textura fanerítica media, procedente del cerro Yanapaccha, distrito de Tayabamba.
- (B) Fotomicrografía de sección delgada en nícoles cruzados. Textura alotriomórfica. Al centro un grano de forma pentagonal de antiguo piroxeno actualmente cloritizado, encima de este parte de un grano rómbico de esfena (e) o titanita (CaTiSiO_2) cuya temperatura de formación es de 200° - 400° . En el extremo inferior derecho un grano de plagioclasa (P). En la matriz se observa una reacción desenvuelta durante el estado sólido denominada textura mirmequítica (flecha). El largo del campo fotografiado es de $1000\ \mu\text{m}$.

A

**Foto 3.12 : Grupo Ambo-facies
volcánica (Muestra Y-3J)**

(A) Basalto procedente del Cerro Yanapaccha, distrito de Tayabamba, de color verde y textura afanítica.

(B) Fotomicrografía de sección delgada en nícoles cruzados. Destaque de la textura glomeroporfídica donde los glomerocristales presentan formas poligonales que insinúan ser antiguos granos de olivina (o minerales máficos) actualmente cloritizadas (azul). En el borde inferior izquierdo parte de un molde rómbico de antiguo anfíbol actualmente cloritizado .

(C) Destaque de la matriz interseptal de la roca compuesta por anfíboles (amarillentos). El largo del campo fotografiado es de aproximadamente 1500 μm .



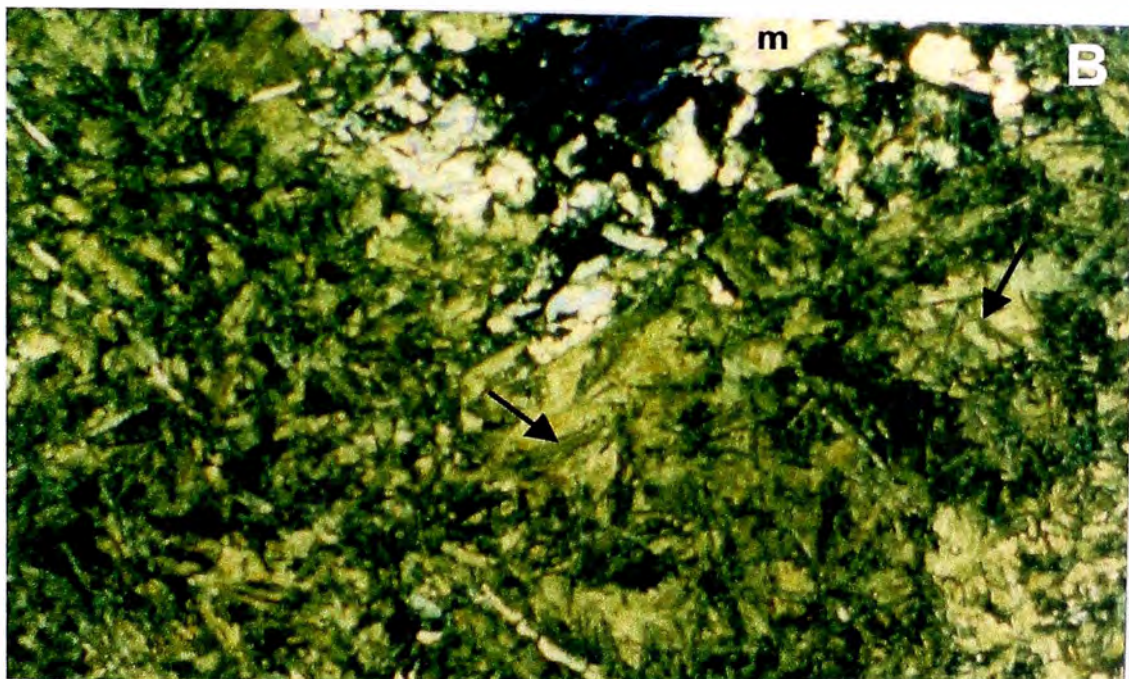


Foto 3.13 : Grupo Ambo-facies volcánica (Muestra Y-4J)

- (A) Basalto procedente del Cerro Yanapaccha, distrito de Tayabamba de color gris oscuro de textura afánítica al parecer en contacto con otra roca de color verde (extremo derecho).
- (B) Fotomicrografía de sección delgada en nicoles cruzados. Destaque de la textura glomeroporfídica. En la parte superior central un molde que insinua forma rómbica, actualmente alterado a cloritas (azul) y muscovita (m). Se destaca la matriz intergranular compuesta por piroxenos de forma acicular (flechas). El largo del campo fotografiado es de 1500 μm .

**Foto 3.14 Grupo Ambo-
facies
volcánica**

(A) Muestra Y-9J
Basalto subcalino
procedente del Cerro
Yanapaccha, distrito
de Tayabamba.
Nótese una cierta
textura fluidal
característica de flujos
de magma durante la
cristalización, la cual
produce bandas o
líneas de corriente.

(B) Muestra Y-12J
Basalto procedente
del Cerro
Yanapaccha, distrito
de Tayabamba. Los
minerales blancos
son plagioclasas y los
oscuros antiguos
minerales máficos
actualmente
cloritizados.



3.3. BATOLITO DE PATAZ

La descripción petrográfica de un monzogranito de la mina San Andrés (R-9) es:

Macroscópicamente es de textura fanerítica media (1-5mm), compacta, las zonas hialinas son granos subhedrales de cuarzo, las de color blanco lechoso son cristales an- y subhedrales rectangulares de plagioclasas; Las de tonalidad rosáceo son granos an- y subhedrales de K-feldespatos. Intergranulares a estos minerales, de color verde oscuro, se encuentran las cloritas. Microscópicamente es de textura equigranular hipidiomórfica conteniendo:

Cuarzo (aprox. 37%): granos anhedrales, de tamaños milimétricos a menores, en ocasiones presenta extinción ondulante o esta presentando inclusiones de K-feldespatos.

K-feldespatos (aprox. 30%): granos subhedrales rectangulares y tabulares, milimétricos a menores, a veces son pertíticos, sin alterar.

Plagioclasa (aprox. 19%) : Granos subhedrales tabulares, milimétricos incipientemente alterados a sericita+clorita; en algunos granos se observa la macla de la albita. También se observó granos subhedrales, deca- a hectomicrométricos de albita , con la macla típica “en mosaico”, en forma de listones dentro de un grano de plagioclasa.

Cloritas, epidota (aprox. 14 %) : moldes anhedrales y subhedrales con colores de interferencia anómalos (azules), posiblemente provienen de biotita debido a que aun se preservan las trazas de los planos de clivaje, completamente pseudomorfizados por cloritas+epidota+rutilo. Ocasionalmente estos moldes se encuentran plegados, algunos de éstos presentan relictos de feldespatos a su interior. La epidota y el rutilo son escasos, se encuentran concordantes a las trazas de clivaje de estos moldes.

Carbonatos : ocasionalmente en forma de venillas atravesando a los feldespatos.

Turmalina : escasos, decamicrométricos, subhedrales de sección transversal poligonal, asociada a cloritas.

Arsenopirita : algunos granos subhedrales incluidos en el cuarzo.



Foto 3.15 : Batolito de Pataz

- (A) Muestra R-3
Dacita procedente de la roca piso de la veta Esperanza de la mina San Andrés, distrito de Parcoy, a un altura 3815 m.



- (B) Muestra : R-5
Granodiorita procedente de la roca piso de la veta Yanaracra Sur de la mina San Andrés, distrito de Parcoy, a un altura 3815 m.



Foto 3.16 : Batolito de Pataz

(A) Muestra R-9
Monzogranito procedente de la roca encajante techo de la veta Esperanza (galería 9968-S, estocada 2) de la mina San Andrés, distrito de Parcoy, a un altura 3270 m.



(B) Muestra : R-10
Roca que tiene el aspecto de skarn, con cierta foliación, procede de la roca encajante piso de la veta Esperanza (galería 9968-S, estocada 2) de la mina San Andrés, distrito de Parcoy, a un altura 3270 m. Se destaca las diferentes texturas de ambas (techo y piso), sin embargo geoquímicamente fue plateada dentro del campo de los monzogranitos

CAPITULO 4 - LITOQUIMICA

4.1 INTRODUCCION

Hasta 1996 solo existían escasos estudios de la zona, posiblemente a su difícil acceso. A partir de esa fecha fue explorado por una empresa privada peruana (MARSA) y en esa etapa se obtuvieron muestras de campo de las diferentes unidades litológicas, y posteriormente en el 2000 se inició la campaña de perforación teniendo solo acceso a las muestras de dos pozos de sondeo (DDH1 y DDH2) de un total de siete. El estudio geoquímico tiene como objetivo la caracterización geoquímica de las rocas intrusivas para ser comparadas con la bibliografía existente procedente de los distritos de Pataz, Parcoy y Buldibuyo (Figura 2.3).

También incluye una tentativa de identificación del ambiente tectónico de origen en virtud de los escasos ejemplos analizados.

La viabilidad de estudios litoquímicos en rocas metamorfozadas

La movilidad de los elementos químicos provocadas por fluidos metamórficos e hidrotermales, está condicionada a las características inherentes de los fluidos, como temperatura, composición química, razón fluido/roca, y también la composición química de las rocas con los cuales los fluidos interaccionan. En condiciones metamórficas de facies esquistos-verdes y anfibolita los elementos con bajo potencial iónico como Na, Mg, K, Ca, Rb, Sr, Ba, Cs y los elementos con alto potencial iónico como Si, B, C y S pueden ser fácilmente movilizados por fluidos metamórficos. En cambio algunos elementos con potencial iónico intermedio también conocidos como elementos trazas (Al, Sc, Ti, Ga, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th) pueden comportarse como inmóviles (Wilson, 1989; Humphris & Thompson, 1978; Dostal & Strong, 1983; Pearce, 1982; Floyd & Winchester, 1976; Brewer & Atkin, 1989; Rollinson, 1993). Los elementos de tierras raras se comportan de modo ambiguo pudiendo o no ser movilizados. En general las tierras raras livianas son más fácilmente movilizadas que las tierras raras pesadas (Humphris, 1984; Liaghat & MacLean, 1995).

Las rocas estudiadas en el presente trabajo, en el caso de los esquistos del Complejo Marañón han sufrido un metamorfismo que alcanza la facies de esquistos verde a anfibolítica; y en el caso de los volcánicos del Grupo Ambo estos ejemplares han sufrido hidrotermalismo.

4.2 COMPLEJO MARAÑÓN

4.2.1 ESQUISTOS

Los esquistos fueron los más afectados por el metamorfismo y están descaracterizados texturalmente y mineralógicamente con relación a su protolito, a pesar de ello todavía es posible clasificarlos a través de las composiciones de los óxidos de sus elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O). Teniendo en cuenta que todos los ejemplares de campo están metamorfozados en la facies de esquistos verdes y fueron sometidos a grados variables de deformación, además de haber sido afectados por eventos de hidrotermalismo se considera la posibilidad de haber ocurrido alguna movilidad de algunos elementos mayores principalmente Na_2O y K_2O , por lo tanto la caracterización química de estas rocas será hecha con cautela.

En el Cerro Icuro estos esquistos son de origen pelítico compuestos principalmente por sílice y aluminio (Tabla 4.1) y se les clasificó como grauvaca y lito arenita según la Figura 4.1 lo cual es concordante con Vidal *et al.*, 1995 y Valenzuela, 1995 que las clasifica como de origen predominantemente arcósico. Sin

embargo discrepa en parte con Vicharra, 2001 quien cita "...los esquistos de colores gris marrón, marrón cremoso, gris verdoso son derivados de metapelitas mientras los de colores verde son derivados de metavolcánicos..."; donde estos últimos provendrían de volcánicos marinos por presentar características de almohadilla.

La recopilación de los datos geoquímicos publicados a la fecha aparece en la Tabla 4.1.

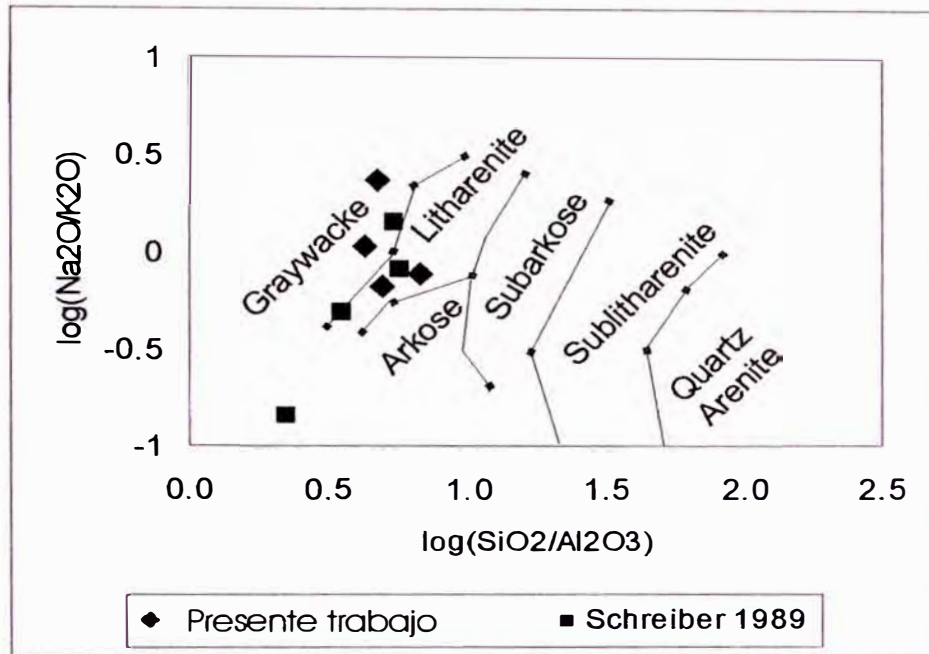


Figura 4.1 : Clasificación de areniscas terrígenas usando log (Na₂O/K₂O) vs (SiO₂/Al₂O₃) a partir de Pettijohn *et al.*(1972) y Herron (1988) para mostrar el tipo de roca del protolito sedimentario del cual provienen las rocas pertenecientes al Complejo Marañón en los cerros Icuero y Yanapaccha.

Tabla 4.1: Análisis químico de metapelitas (filitas y esquistos) del Complejo Marañón

Ubicación	Presente trabajo				Schreiber <i>et al.</i> , 1989a									
	Distrito de Tayabamba				Distrito de Pataz y Buldibuyo									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
Código	Esquistos en el Cerro Yanapaccha (1) e Icuero (2-4)				Phyllite of Marañón Complex				Pyrite-rich phyllite		Phyllite w/graphit	Typical phyllite		
	Yana-7M	Icu-5M	Icu-6M	Pqst-2M	520	551C	B-11	B-12	913	914	924	927	983	
SiO ₂	66,88	64,19	72,17	68,30	61,75	56,64	72,05	71,80	-	-	-	-	-	
TiO ₂	0,807	1,186	0,647	0,837	1,04	1,05	0,26	0,24	-	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	13,96	14,91	10,98	13,81	17,69	25,85	12,78	13,19	-	-	-	-	-	
Fe ₂ O _{3 tot}	7,08	6,39	6,03	5,97	8,45	6,57	2,71	2,23	-	-	-	-	-	
MnO	0,026	0,045	0,028	0,049	0,06	0,07	0,06	0,02	-	-	-	-	-	
MgO	2,67	3,26	2,86	1,60	1,90	1,02	0,39	0,43	-	-	-	-	-	
CaO	0,38	0,39	0,23	0,31	0,80	0,12	0,90	1,74	-	-	-	-	-	
Na ₂ O	4,08	3,20	1,96	2,66	1,94	0,65	2,83	3,52	-	-	-	-	-	
K ₂ O	1,75	3,02	2,54	4,03	4,02	4,47	3,44	2,53	-	-	-	-	-	
P ₂ O ₅	0,233	0,303	0,178	0,216	0,21	0,03	0,06	0,07	-	-	-	-	-	
LOI	2,28	3,08	2,46	2,38	2,77	4,09	1,40	0,61	-	-	-	-	-	
Ba	155	-	-	637	-	1259	601	980	1193	4839	1509	2299	1140	
Ce	47	-	-	90	-	-	-	-	23	78	136	80	22	
Co	-	-	-	-	-	15	9	6	21	46	24	21	53	
Cr	31	-	-	20,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Cu	4,2	-	-	33,5	-	<1	36	41	32	111	29	12	10	
Ga	19,7	-	-	20,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
La	14,7	-	-	42	-	-	-	-	28	37	45	33	28	
Nb	23,7	-	-	23	-	-	-	-	1	14	19	24	4	
Nd	17,3	-	-	42	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ni	9,5	-	-	9,9	-	-	-	-	56	228	66	25	133	
Pb	4,8	-	-	17,9	-	5	-	-	8	40	14	15	10	
Rb	64	-	-	119	-	-	288	252	32	146	155	117	116	
Sc	17,8	-	-	15,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sn	<3	-	-	5,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sr	31	-	-	36	-	55	95	191	375	<1	21	<1	77	
Th	15,8	-	-	15,9	-	-	-	-	<1	7	16	20	4	
U	1,7	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
V	60	-	-	64	-	181	11	4	50	72	104	20	92	
Y	55	-	-	57	-	-	-	-	19	30	34	50	19	
Zn	32	-	-	43	-	220	45	21	126	129	113	98	258	
Zr	310	-	-	301	-	172	-	-	89	158	349	266	51	
Suma	100,17	100,01	100,09	100,22	100,63	100,76	96,99	96,54	-	-	-	-	-	

Clave: 1 – 4 = Analizadas por XRF –Laboratorio de Geoquímica Unicamp, Brasil
5–13 = Analizadas por XRF. Ubicación : 520 (?).551C (N9 148 000; E205, 000 m). 913 y 914(N9 144 000; E204, 000 m). 924 y 927 (N9 147 000; E205, 000 m).983(N9 148 000; E205, 000 m).B-11 y B-12 (5Km al N de Buldibuyo, al E del río Parcoyo al pie de la carretera).

4.2.2 METAVOLCANICOS

Seis muestras fueron estudiadas por Schreiber *et al.*, 1989a (Tabla 4.2) y 4 muestras en el presente trabajo (Tabla 4.4) ambos conjuntos se plotearon en la Figura 4.2. Estas últimas son de composición intermediaria a ácida (P2-14, P1-21, P2-15, P1-17) y no han perdido sus características texturales o mineralógicas, decir que a partir del estudio petrográfico fue posible clasificar a la roca. Comparar secuencias espesas (100-1200m) de metavolcánicos (Fig.2.6) del distrito de Pataz (543, 951, 545, 546B, 632, 638) con secuencias de escasos 1-3 m de roca hipabisal procedente de los diques que cortan al cerro Icuro en el distrito de Tayabamba parecería poco representativo pero considerando que son las únicas muestras de roca volcánica que atraviesan a las grauvacas del Complejo Marañón esta comparación tiene sustento geológico.

4.2.2.1 Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores-conclusiones parciales

a. En el diagrama de clasificación química para rocas volcánicas de Le Maitre *et al.*, 1989 (figura 4.2A), las rocas hipabisales que cortan y/o intruyen al cerro Icuro (HCI) corresponden al campo de las rocas “intermedias” y presentan características geoquímicas similares a los metavolcánicos (proterozoicos) estudiados por Schreiber *et al.*, 1989a aunque estos últimos además del campo “intermediario” lleguen hasta el campo “ácido” (dacita y riolita). La nube de puntos de ambos grupos de muestras sigue una línea horizontal indicándonos que la variación entre cada una de ellas es casi independiente del contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

b. En el diagrama AFM de Jensen (figura 4.2B) al igual que en el diagrama de la figura 4.2A corresponden al campo de la andesita (P1-22 y P2-15) y del basalto (P2-14). El diagrama AFM de Jensen (1976) utiliza los elementos químicos cuya movilidad es más restringida (Titanio y Aluminio) de este modo considérese aquí que esta clasificación que utiliza elementos con potencial iónico intermedio refleja la composición original de los protolitos.

c. La muestra P1-17 plotea de forma controversial, ya que en la figura 4.2A lo hace en el límite entre la andesita y la dacita, sin embargo en la figura 4.2B corrobora ser un basalto tal como se le clasificó a partir de la petrografía. Esta discrepancia puede ser interpretada en función de las diferentes movilidades de los elementos químicos ocurrida en eventos de hidrotermalismo.

d. En el presente trabajo considérese que las rocas hipabisales que atraviesan el cerro Icuro, son rocas de textura porfírica, de composición intermedia en el rango de la andesita basáltica-andesita y con características geoquímicas similares a los metavolcánicos (proterozoicos) estudiados por Schreiber *et al.*, 1989a en el distrito de Pataz

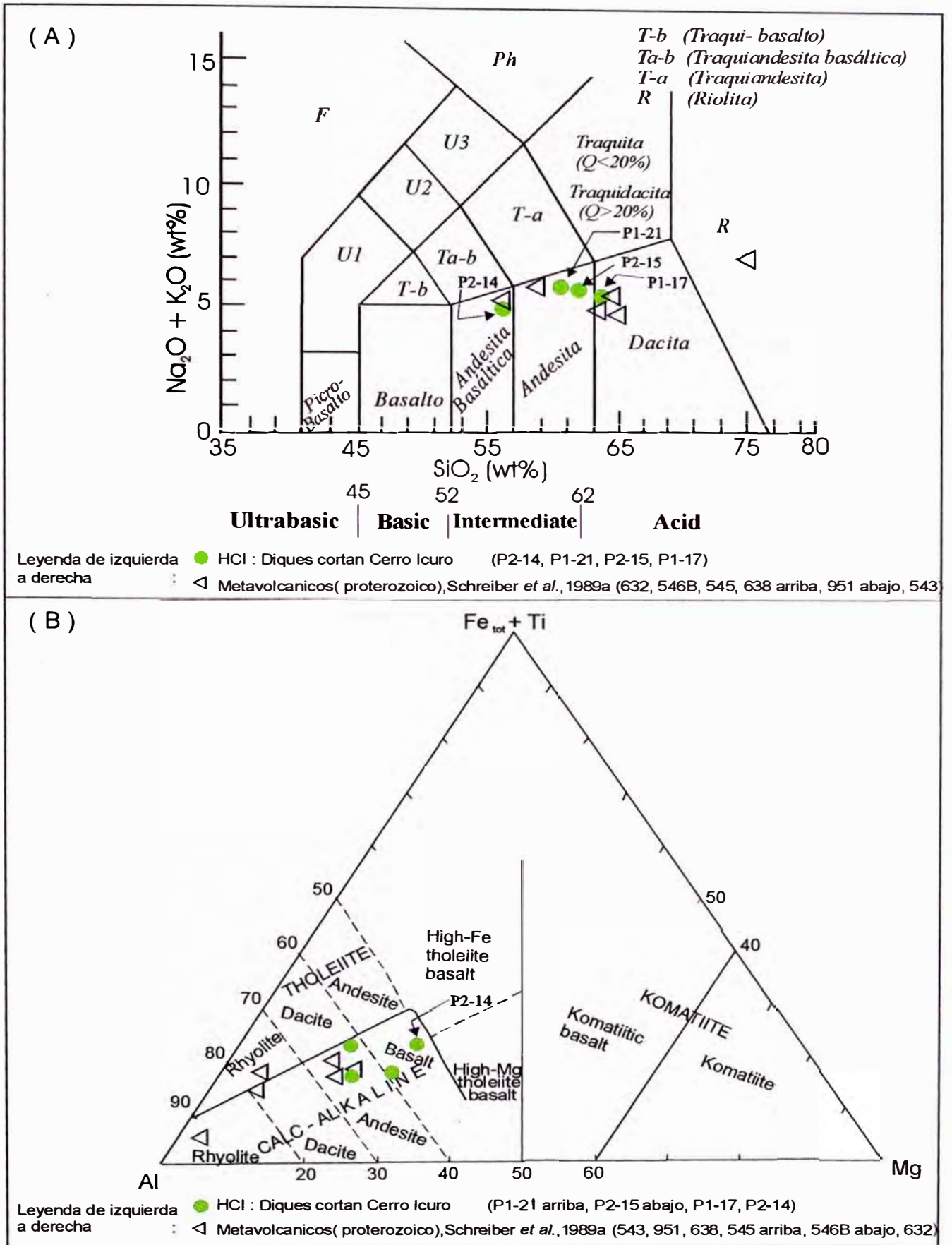


Figura 4.2 :Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores.
 (A) Diagrama de clasificación química para rocas volcánicas de Le Maitre *et al.*, 1989.
 (B) Diagrama AFM de Jensen(1976) para rocas volcánicas mostrando las tendencias toleítica y calco-alkalina

Tabla 4.2 : Analisis químico de los metavolcánicos del Complejo Maraón, Schreiber *et al.*,1989a (procedentes de los alrededores de la mina Poderosa, distrito de Pataz)

	Código de la muestra					
	543	545	546B	632	638	951
SiO ₂ (wt%)	75,94	63.43	59.11	56.88	65.11	65.83
Al ₂ O ₃	12,94	16.23	16.19	16.50	15.79	16.06
Fe ₂ O ₃ T	1,23	7.04	5.94	6.45	4.75	4.12
MnO	0,01	0.07	0.11	0.13	0.11	0.08
MgO	0,29	2.79	3.08	3.75	0.93	1.05
CaO	0,74	2.25	4.20	2.97	2.95	3.40
Na ₂ O	3,94	2.34	3.70	2.55	2.72	1.70
K ₂ O	3,43	2.98	1.95	2.69	3.01	3.18
TiO ₂	0,16	0.81	0.54	0.78	0.59	0.59
P ₂ O ₅	0,02	0.16	0.22	0.18	0.15	0.14
LOI	0,33	2.25	4.10	5.17	1.64	1.45
Ba (ppm)	-	-	-	474	612	236
Rb	-	-	-	203	176	71
Sr	-	-	-	190	243	<1
Zr	-	-	-	-	-	191
Cu	-	-	-	34	32	9
Co	-	-	-	30	13	9
V	-	-	-	130	62	20
Zn	-	-	-	72	94	27
Total	99.03	100.35	99.14	98.27	97.92	97.70

4.3. GRUPO AMBO-FACIES VOLCÁNICA

Once muestras de roca volcánica procedentes del cerro Yanapaccha (VCY) y la muestra SN-3 también procedente de un área cercana al cerro Yanapaccha son consideradas en el presente análisis. Se comparan los resultados con los de las muestras de rocas hipabisales del cerro Icuro (HCI) del Complejo Marañón vistos en el punto anterior.

4.3.1 Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores–conclusiones parciales

Diagrama de clasificación química de Le Maitre *et al.*,1989 (Fig. 4.3A)

- a. Las VCY y la muestra SN-3 también se localizan en el campo de los basaltos y picro-basaltos principalmente y son de composición básica a ultrabásica; en tanto que las 4 muestras del cerro Icuro (HCI) se localizan en el campo de la Andesita (P1-21, P2-15 y P1-17) y Andesita basáltica (P2-14) de este modo se puede concluir que geoquímicamente pertenecen a conjuntos diferentes (I y II).
- b. Las rocas procedentes de los volcánicos Lavasén (Terciario) de Schreiber *et al.*, 1989a son distintas geoquímicamente a los grupos I y II.
- c. Las muestras R-1, R-3, R-4, R-7 procedentes de la mina San Andrés (MARSA) al igual que los volcánicos Lavasén (terciario) de Schreiber *et al.*,1989a pertenecen al conjunto III de rocas “ácidas” y son distintas geoquímicamente a I y II.

Diagrama AFM de Jensen, 1976 (Figura 4.3B)

- a. Los conjuntos geoquímicos (I, II y III) también son diferenciados como en la figura 4.3A. Indica una diferencia que va desde el extremo básico de composición toleítica (I) hasta un extremo ácido (III).

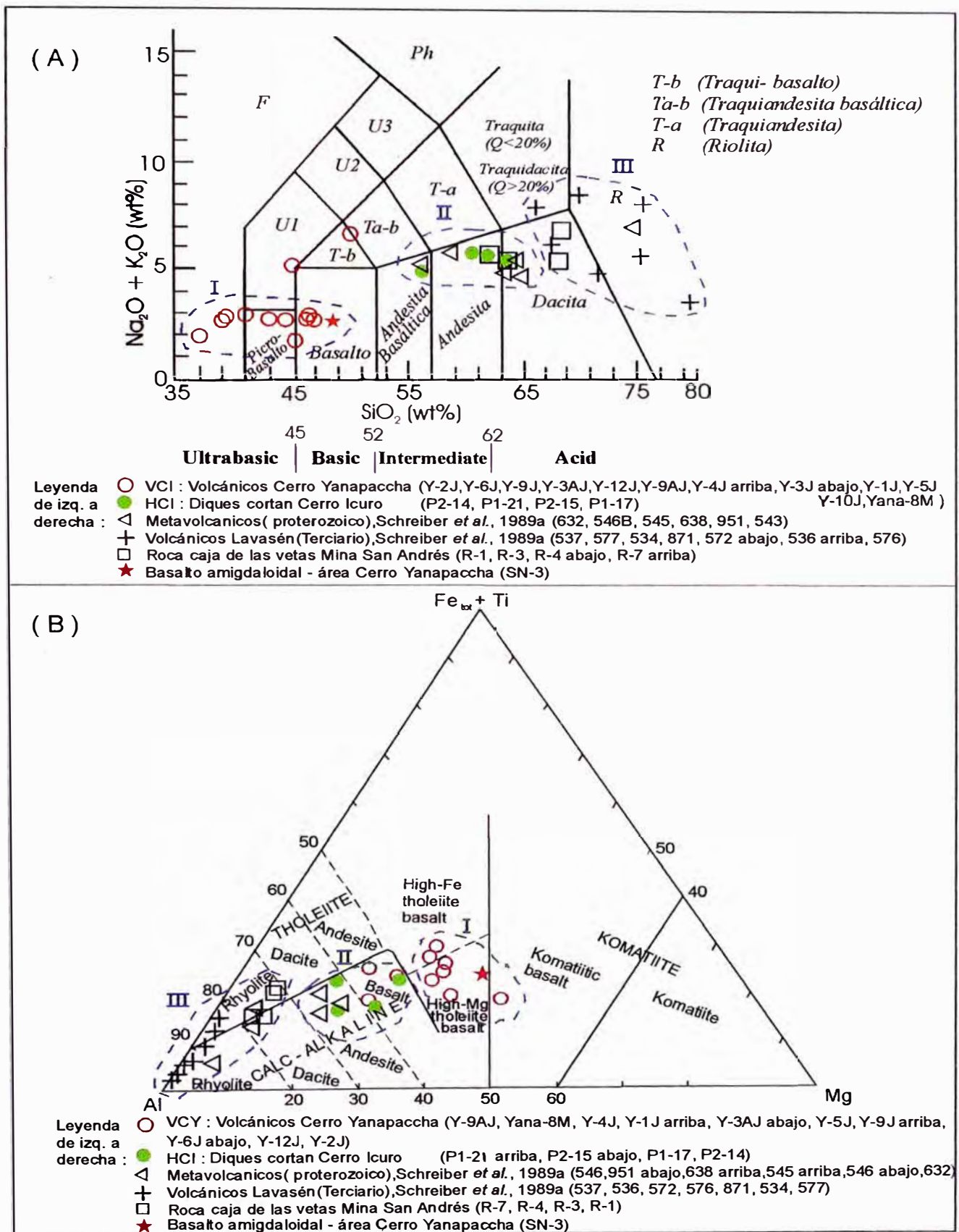


Figura 4.3 : Diagrama de discriminación utilizando elementos mayores de todas las rocas estudiadas
 (A) Diagrama de clasificación química para rocas volcánicas de Le Maitre *et al.*, 1989
 (B) Diagrama AFM de Jensen (1976) para rocas volcánicas mostrando las tendencias toleítica y calco-alcalina.

4.3.2 Diagrama de Discriminación utilizando elementos trazas-conclusiones parciales

Diagrama de Winchester & Floyd, 1977 - Figura 4.4A

- a. Según este diagrama los volcánicos del Cerro Yanapaccha corresponden a los “basaltos” y “basaltos subalcalinos” (grupo I) corroborando lo planteado en las figuras 4.3A y B
- b. Según este diagrama las rocas hipabisales que cortan al Cerro Icuro (grupo II) son “andesitas”. La muestra P1-21 y P2-14 en el campo de la andesita mientras que P1-17 y P2-15 en el campo de dacita.
- c. Las muestras R-1, R-3, R-4, R-7 (grupo III) procedentes de la mina San Andrés, al igual que en la Figura 4.3A también corresponden al campo de la dacita y forma un conjunto bien diferenciado de I y II. El grupo III es ácido según este diagrama aunque petrográficamente se parecía al conjunto I.

Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y para basaltos y andesitas basálticas (después de Pearce y Cann, 1973)-Figura 4.4B

- a. Los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo B, es decir que podría ser un basaltos calcoalcalinos (“calc-alkali basalts”) o un basalto toleítico de Arco de Islas (“Island-arc tholeiite”), eliminando por las evidencias de campo que sea un basalto de una dorsal meso-oceánica (“MORB”). Otro argumento por lo que se elimina la posibilidad de ser de tipo MORB es porque los valores de Ni y Cr de estos basaltos (Tabla 4.4) son inferiores (Ni < 51-203 ppm; Cr < 98-309 ppm) a los valores (Ni=250-300 ppm; Cr= 500-600 ppm) que indicarían una derivación de fuentes de magma peridotítico (MORB) según Wilson M, 1991.
- b. La muestra P2-14 es una roca hipabisal que corta al cerro Icuro y cae en el campo de los basaltos calcoalcalinos. Además la muestra P2-14 cae en el campo de los basalto en todos los gráficos (4.3A, 4.3B, 4.4A), sin embargo por ser una única muestra no se puede dar una conclusión para todo el conjunto, pero esta información es importante tomarse en cuenta en posteriores estudios.

Diagrama de discriminación para basaltos basada en las variaciones de Zr/Y-Zr – Figuras 4.5A y B

- a. Los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo A (Volcanic-Arc Basalts/Island Arc basalts). Se descarta la posibilidad de ser de tipo B(MORB) por las evidencias de campo (Figura 4.5A).
- b. En la figura 4.5B los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo de los arcos oceánicos (“Oceanic arc”)

Diagrama Ti-V de discriminación para basaltos (compilada por Shervais, 1982) – Figura 4.6

- a. Los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo de los Arcos toleíticos (“Arc tholeiite”), corroborando lo determinado en el gráfico 4.5A y B. De este modo se concluye que los basaltos del Cerro Yanapaccha, corresponde a un arco volcánico oceánico en tiempos del carbonífero.

Diagrama de Pearce *et al.*, 1984 para discriminar el ambiente tectónico de las rocas graníticas - Figuras 4.7A y 4.7B

- a. En la figura 4.5A y B se plotearon las rocas hipabisales que cortan al cerro Icuero (P1-17, P1-21, P2-14 , P2-15), las rocas volcánicas del cerro Yanapaccha y las rocas caja de las vetas de la mina San Andrés (R-1, R-3, R-4, R-7) y todas ellas caen en el campo VAG (“volcanic arc granites”) significando esto que pertenecerían a un ambiente de arco volcánico lo cual es concordante con la hipótesis de que en el tiempo del carbonífero se habría implantado un arco volcánico cerca o lejos del antiguo continente sudamericano.

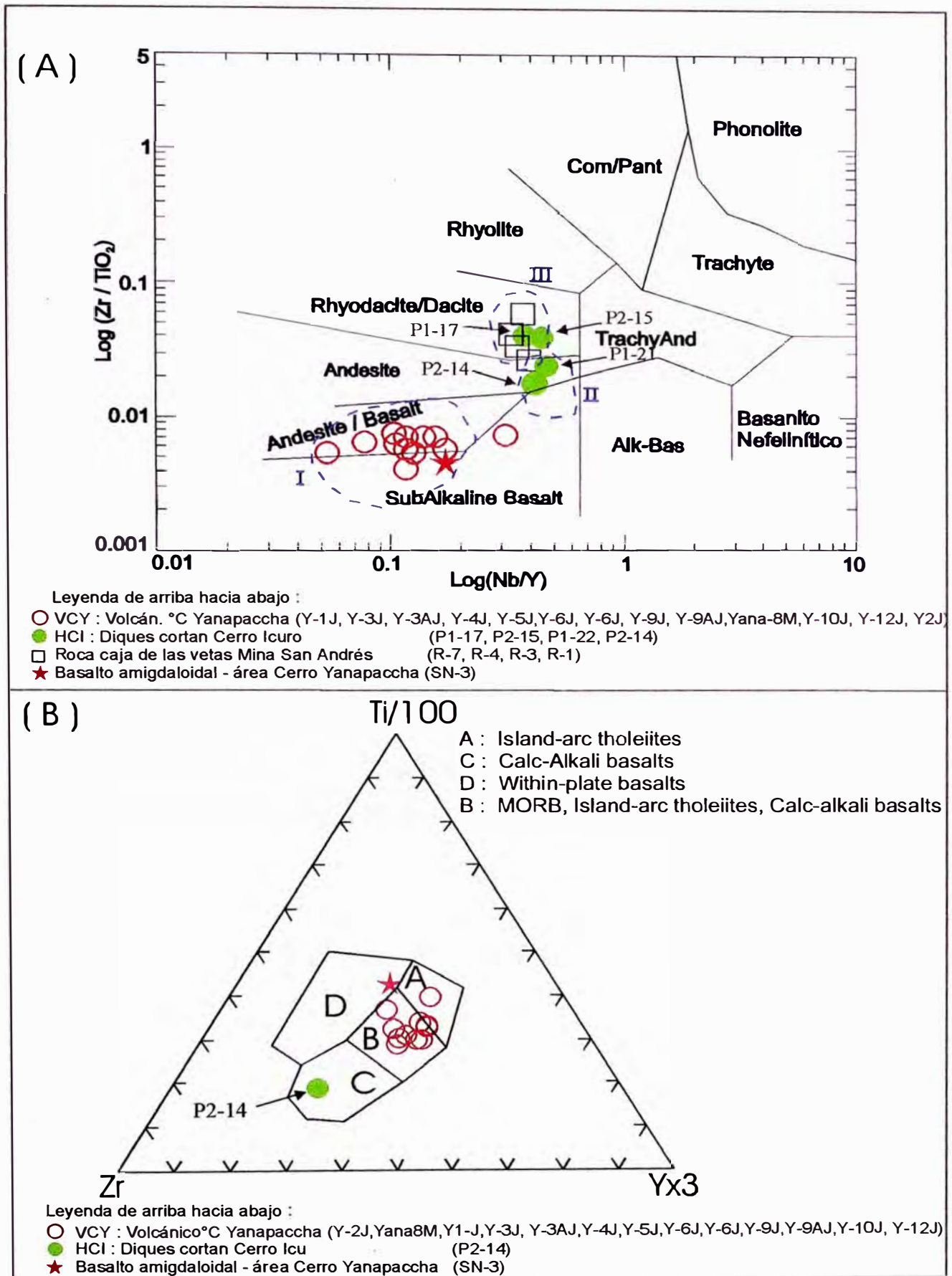


Figura 4.4: Diagrama utilizando elementos trazas. (A) Diagrama de Winchester & Floyd (1977) para clasificación de rocas volcánicas. (B) Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y para basaltos y andesitas basálticas (después de Pearce y Cann, 1973). Zr=Zircón (ppm). Ti=Titano(ppm). Y=Itrio(ppm).

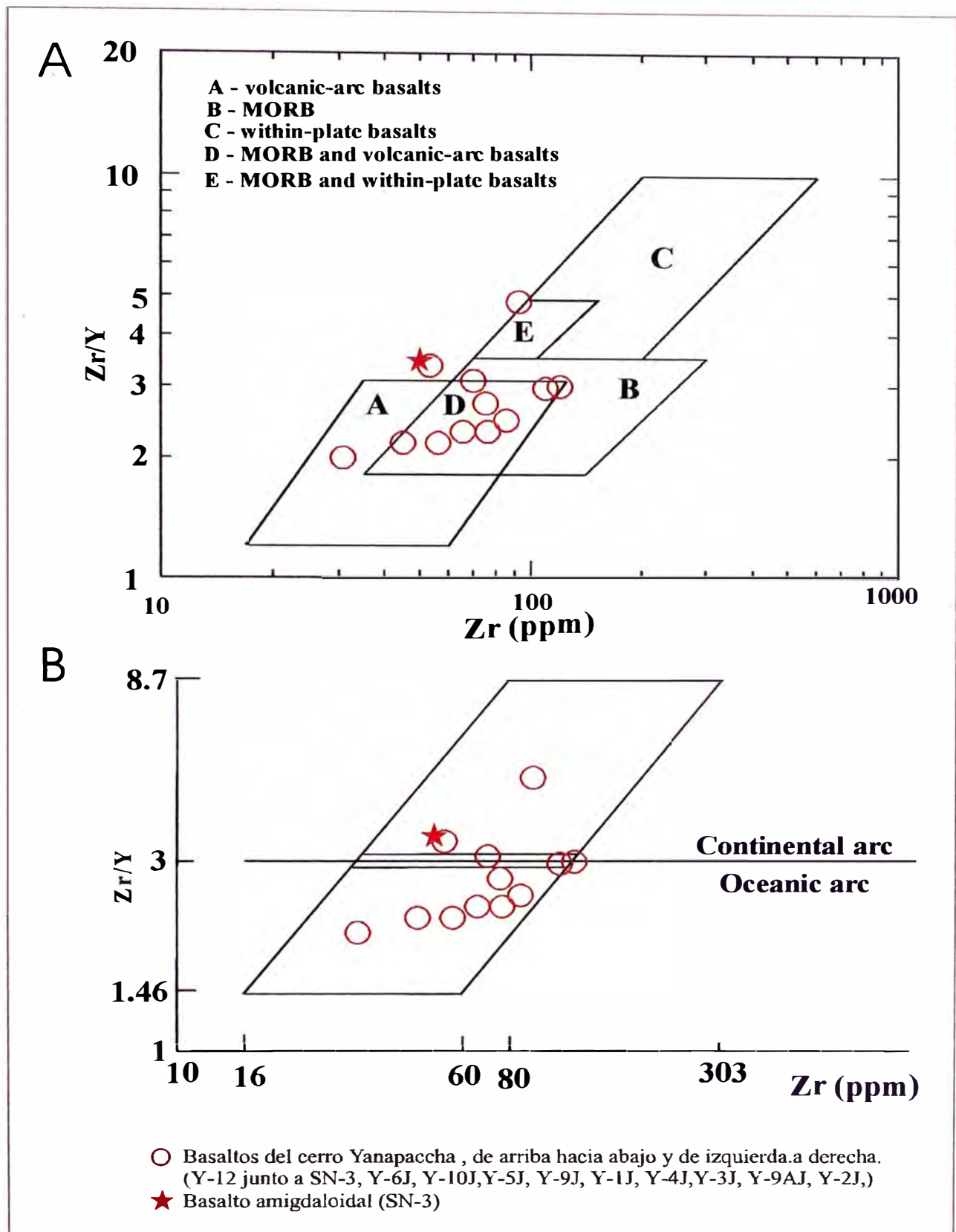


Figura 4.5 : Diagrama de discriminación para basaltos basado en las variaciones Zr/Y - Zr; ambos diagramas tienen escala logarítmica

A : Diagrama según Pearce y Norry, 1979.

B : Diagrama de separación entre basaltos de arcos continentales y oceánicos sobre la base del valor de Zr/Y=3. El área sombreada es el campo donde se sobreponen los dos tipos de arcos (según Pearce, 1983)

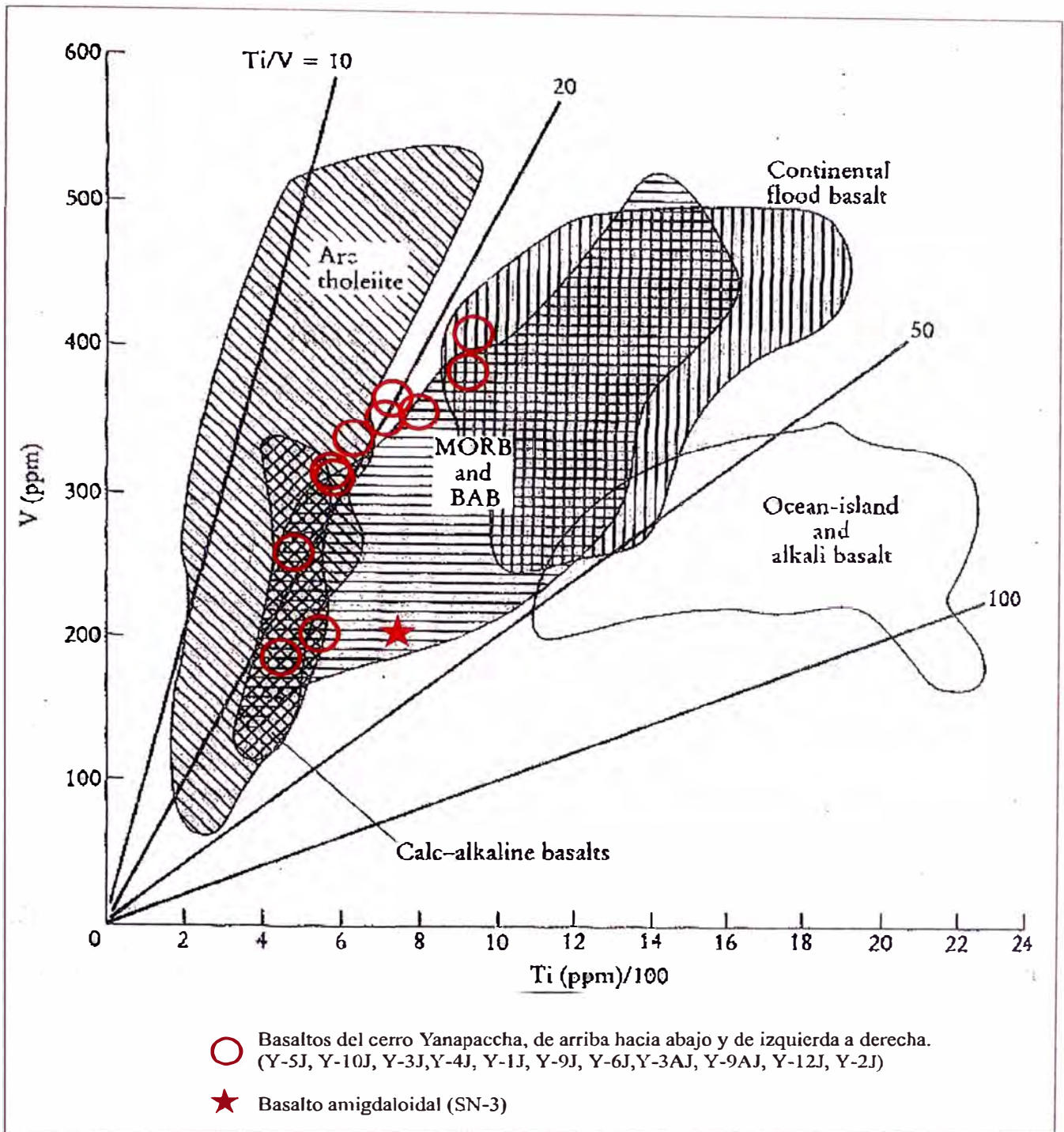


Figura 4.6 :Diagrama de discriminación de ambiente tectónico Ti-V para basaltos (compilada a partir de Shervais, 1982)

Leyenda :

- Arcos toleíticos.....(achurado diagonal).
- MORB y back-arc basin basalts (BAB)..(achurado horizontal)
- Continental flood basalts(achurado vertical)
- Ocean-island y alkali basalts.....(sin achurado)
- Cal-alkaline basalts.....(sombreada)

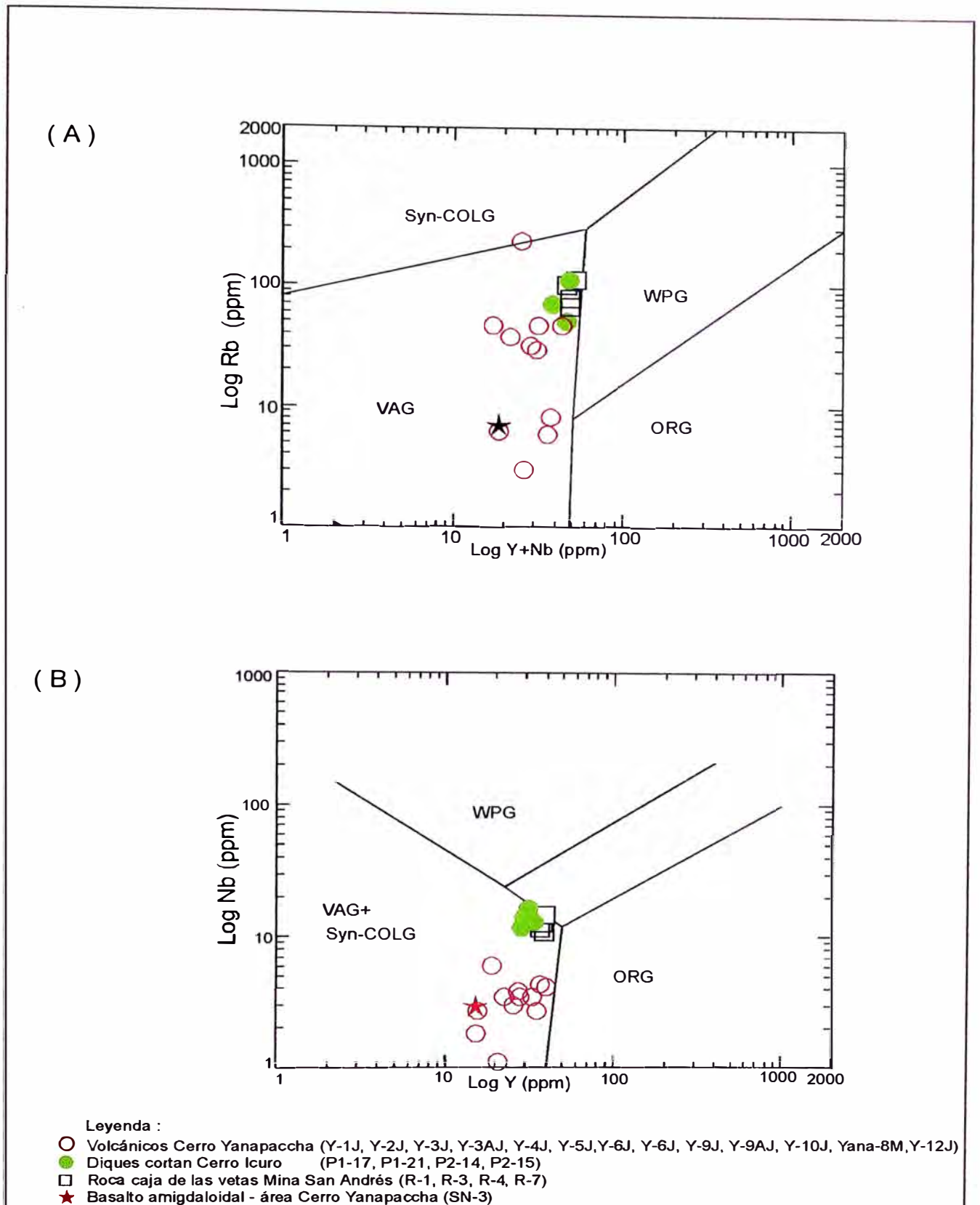


Figura 4.7: Diagrama de Pearce *et al.* (1984) para discriminar el ambiente tectónico de las rocas graníticas en 4 grupos principales Syn-COLG (syn collisional granites), WPG (within-plate granites), VAG (volcanic-arc-granites) y ORG (ocean-ridge granites). (A) En el diagrama Log Rb vs. Log(Y+Nb) las muestras de rocas volcánicas analizadas en el presente trabajo caen en el campo VAG que significa que pertenecerían a un ambiente de arco volcánico. (B) En el diagrama Log Nb vs. Log Y las mismas muestras de rocas volcánicas caen en el campo VAG corroborando al anterior diagrama, sin embargo de las muestras R-7 y P1-21 que caen en el límite de dos campos no se puede concluir que son del tipo VAG.

Tabla 4.3 : Analisis químico de los Volcánicos Lavasén (terciario) de Schreiber *et al.*, 1989a

Código de la muestra	534	536	537	572	576	577	871
SiO ₂	70.79	75.53	66.45	76.26	79.73	68.50	72.94
Al ₂ O ₃	13.87	12.88	16.68	12.17	10.87	14.34	12.57
Fe ₂ O ₃ T	3.14	0.78	3.16	1.17	1.18	3.89	2.04
MnO	0.07	0.01	0.08	0.01	0.04	0.08	0.04
MgO	0.22	0.04	0.35	0.06	0.14	0.13	0.23
CaO	1.09	0.32	1.81	0.17	0.13	1.58	0.00
Na ₂ O	4.41	3.84	5.37	1.66	0.70	2.85	2.22
K ₂ O	4.25	4.40	2.66	4.22	3.25	3.83	2.98
TiO ₂	0.26	0.10	0.01	0.10	0.13	0.37	0.17
P ₂ O ₅	0.09	0.02	0.07	0.02	0.04	0.06	0.05
LOI	0.44	0.21	0.54	1.23	1.44	2.96	2.89
Ba (ppm)	1429	-	-	1055	371	358	816
Rb	181	-	-	385	265	270	284
Sr	63	-	-	44	12	38	70
Zr	295	-	-	-	-	-	259
Cu	17	-	-	42	44	10	43
Co	10	-	-	2	1	8	<1
V	<1	-	-	<1	3	20	3
Zn	63	-	-	44	65	26	19
Total	98.83	98.13	97.18	97.23	97.73	98.66	96.28

Tabla 4.4 : Analisis Químico de rocas volcánicas del presente trabajo

Ubicación	Distrito de Tayabamba												Distrito de Parcoy								
	Volcánicos Cerro Yanapaccha (área prospecto lcuro)											Basalto amigdal.	Diques cortan el Cerro lcuro				Qda. Yanap.	Roca caja vetas mina San Andrés			
	Código	Y-1J	Y-2J	Y-3AJ	Y-3J	Y-4J	Y-5J	Y-6J	Y-9AJ	Y-9J	Y-10J	Y-12J	SN-3	P1-17	P1-21	P2-14	P2-15	YANA-08M	R-1	R-3	R-4
SiO ₂	46.35	37.22	40.91	45.51	44.98	46.28	39.43	44.71	39.05	46.38	43.12	48.47	63.72	61.09	56.09	61.88	50.19	61.88	63.77	68.08	68.26
Al ₂ O ₃	13.82	14.17	15.09	14.13	15.93	13.47	13.09	18.23	12.18	13.25	16.08	12.61	13.73	14.90	15.37	14.01	15.88	15.09	14.86	14.55	14.41
Fe ₂ O _{3t}	11.84	10.14	10.44	12.69	10.14	13.44	10.35	8.30	10.54	13.37	9.92	11.13	6.06	7.55	9.71	5.16	10.31	6.54	6.19	4.17	4.08
MnO	0.21	0.10	0.129	0.20	0.14	0.22	0.20	0.14	0.16	0.15	0.14	0.14	0.07	0.06	0.10	0.10	0.17	0.14	0.13	0.13	0.09
MgO	6.74	12.28	7.61	6.61	5.88	6.67	7.12	5.46	6.67	5.60	9.43	9.46	4.32	2.92	5.46	3.08	4.27	1.20	1.21	1.21	0.84
CaO	10.96	4.23	7.15	13.31	6.81	10.47	9.33	10.34	7.57	10.78	10.38	10.42	0.69	0.89	0.62	3.95	5.44	4.49	4.77	4.79	2.84
Na ₂ O	2.55	1.04	2.23	1.72	3.78	2.68	2.87	1.89	2.33	2.55	2.43	2.44	4.10	3.46	4.06	2.91	2.36	3.00	3.32	3.34	3.45
K ₂ O	0.32	0.96	0.76	0.16	1.51	0.25	0.12	0.84	0.45	0.21	0.27	0.27	1.40	2.44	1.16	2.84	4.42	2.83	2.16	2.17	3.50
TiO ₂	1.32	0.76	0.997	1.21	1.21	1.57	1.00	0.84	1.05	1.55	0.93	1.27	0.49	0.87	0.97	0.49	1.26	0.74	0.61	0.53	0.47
P ₂ O ₅	0.11	0.05	0.083	0.10	0.10	0.13	0.09	0.06	0.10	0.14	0.07	0.07	0.08	0.21	0.16	0.09	0.15	0.20	0.16	0.16	0.12
FeO	9.39	8.00	8.30	10.00	8.00	11.00	8.20	6.60	8.40	10.60	7.87	9.00	4,8	6.00	7,7	4,1	8,1	5,2	4,9	3,3	3,2
Fe ₂ O ₃	1.41	1.21	1.24	1.51	1.21	1.60	1.23	0.99	1.25	1.59	1.18	1,34	0,72	0,9	1,16	0,61	1,22	0,78	0,74	0,5	0,49
LOI	2.93	10.10	7.65	2.20	4.90	2.43	8.64	4.68	10.60	2.30	3.68	3,35	2,71	2,82	3,48	3,27	6,19	2,37	1,92	1,37	1,28
TOTAL	97.20	91.00	93.00	97.20	95.40	97.60	92.20	95.50	90.70	96.26	96.46	99,63	97,35	97,21	97,18	97,76	100,70	98,48	99,09	100,51	99,35
Ba(ppm)	81	112	348	63	268	61	65	211	54	58	74	268	128	277	92	463	437	578	449	518	1034
Cr	98	711	281	299	309	146	295	195	299	150	291	309	99	13	89	91	12,1	11	10	9	7
Cs	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11	<11
Cu	147	79	140	155	188	179	103	133	73	159	110	188	7,6	3,7	6,0	22	20,6	3,6	4,5	7,7	2,9
Ga	19,2	17,5	18,7	17,9	18,2	19,6	16,5	17,6	16,4	19,4	19,1	18,2	16,4	18,9	18,8	16,4	18,3	16,5	16,0	15,6	16,0
Nb	2,7	1,8	3,0	3,5	3,5	4,1	3,5	1,1	3,8	4,3	2,7	3,5	13,6	15,2	11,2	12,8	5,8	13,6	12,6	14,7	14,4
Ni	51	502	79	66	94	56	100	57	80	65	203	94	12,5	1,2	8,1	14,1	5,3	<1	<1	<1	<1
Pb	<1	1,7	2,3	2,8	3,6	1,7	1,6	5,3	<1	1,6	1,3	3,6	3,5	5,0	3,2	14,3	7,9	15,4	12,5	16,7	17,1
Rb	8,1	47	32	5,9	47	8,4	3,0	38	29	7,5	6,2	47	51	117	70	102	242	79	66	104	112
Sc	49	38	52	55	59	52	40	44	53	50	30	59	21	19	30	18	32	16	18	12	13
Sn	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4,0	3,6	4,4
Sr	128	37	146	162	158	152	135	145	54	129	191	158	97	95	66	155	155	210	160	138	166
Th	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	9,8	9,0	6,8	8,7	3,2	8,4	8,6	12,6	9,3
U	<2	<2	<2	2,1	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	1,3	<2	<2	2,6	3,0
V	365	193	315	373	362	422	319	266	344	394	212	362	86	110	180	96	414	35	45	55	36
Y	35	15,5	25,8	33	28,0	40	22,7	20,7	27,6	37	15,8	28,0	33	33	27,1	34	19,3	35	36	40	39
Zn	80.00	99	70	95	133	91	108	72	81	91	70	133	52.00	49	64	64	107	95	88	65	64
Zr	86	31	56	76	65	120	70	45	75	109	53	65	194	208	174	197	93	197	204	194	271
La	<4	<4	<4	<4	4,2	<4	<4	4,2	<4	<4	<4	4,2	7,8	18,9	<4	23	<4	26	21,6	30,0	37,8
Ce	10	<3	<3	18	8	21	<3	10	<3	9	<3	8	39	54	17	56	21	57	49	62	69
Nd	<8	<8	<8	9,3	<8	8,1	<8	<8	<8	<8	<8	<8	<8	19,7	<8	21,0	8,1	27,00	27,0	28,0	39,0

Tabla 4.5 : Norma CIPW (%ponderal) de las rocas volcánicas del presente trabajo (según Kelsey, 1965 y Cox *et al.*, 1979)

Ubicación	Distrito de Tayabamba																	Distrito de Parcoy			
	Diques cortan el Cerro Icuro				Volcánicos Cerro Yanapaccha													Roca caja vetas mina San Andrés			
Código	P1-21	P1-18	P2-14	P2-15	SN-3	Y-1J	Y-10J	Y-12J	Y-2J	Y-3AJ	Y-3J	Y-4J	Y-5J	Y-6J	Y-9AJ	Y-9J	Yana-08M	R-1	R-3	R-4	R-7
Quartz	25.16	23.81	15.28	20.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20.79	22.99	28	26.37
Corundum	4.67	5.81	7.2	-	-	-	-	-	4.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.07
Orthoclase	8.79	15.38	7.38	17.84	1.67	2.03	1.34	1.74	7.08	5.31	1	9.96	1.57	0.86	5.51	3.36	28.16	17.5	13.21	12.98	21.16
Albite	36.85	31.22	36.98	26.18	21.62	23.14	23.24	9.69	10.99	22.33	15.39	22.16	24.11	14.61	17.75	24.89	21.2	26.56	29.06	28.61	29.87
Anorthite	3.08	3.25	2.19	17.82	23.71	27.14	25.93	34.97	25.8	34.2	32.1	24.57	25.49	27.16	43.01	27.06	20.94	20.23	19.92	18.51	13.61
Nepheline	-	-	-	-	-	-	-	6.86	-	-	-	7.33	-	7.99	-	-	-	-	-	-	-
Leucite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Acmite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na-Metasilicate	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diopside	-	-	-	2.01	24.21	24.89	25.36	16.57	-	5.81	30.5	10.19	23.7	22.87	10.99	16.01	5.55	1.51	2.96	3.76	-
Diopside (Wo)	-	-	-	1.02	12.48	12.68	12.79	8.56	-	2.98	15.48	5.2	12.02	11.71	5.62	8.18	2.8	0.74	1.45	1.87	-
Diopside (En)	-	-	-	0.56	7.73	6.92	6.22	5.44	-	1.76	8.09	2.88	6.26	6.76	3.21	4.6	1.36	0.23	0.46	0.76	-
Diopside (Fs)	-	-	-	0.42	4	5.29	6.35	2.56	-	1.07	6.94	2.12	5.42	4.4	2.16	3.23	1.39	0.54	1.05	1.13	-
Hypersthene	18.68	16.23	25.98	13.23	16.68	8.95	15.16	-	30.23	9.92	9.06	-	9.4	-	15.05	8.75	13.68	9.75	8.7	5.67	6.67
Hypersthene (En)	11.38	7.72	14.58	7.56	11	5.07	7.5	-	21.9	6.15	4.88	-	5.03	-	8.99	5.14	6.76	2.89	2.65	2.28	2.16
Hypersthene (Fs)	7.3	8.51	11.4	5.67	5.68	3.88	7.66	-	8.32	3.76	4.18	-	4.36	-	6.06	3.6	6.92	6.87	6.05	3.39	4.51
Olivine	-	-	-	-	6.42	7.67	1.85	21.28	16.03	16.91	5.96	16.99	8.63	17.56	3.45	13.83	4.8	-	-	-	-
Olivine (Fo)	-	-	-	-	4.09	4.16	0.87	14	11.29	10.1	3.06	9.38	4.41	10.21	1.98	7.8	2.25	-	-	-	-
Olivine (Fa)	-	-	-	-	2.33	3.51	0.98	7.28	4.74	6.82	2.9	7.62	4.22	7.35	1.47	6.03	2.54	-	-	-	-
Magnetite	1.53	1.97	2.53	1.33	2.89	3.12	3.53	2.6	2.99	2.98	3.24	2.79	3.53	3.04	2.24	3.23	2.72	1.69	1.56	1.07	1.04
Hematite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ilmenite	0.99	1.78	2	0.99	2.51	2.69	3.17	1.92	1.8	2.22	2.43	2.56	3.17	2.3	1.77	2.52	2.54	1.47	1.2	1.02	0.91
Apatite	0.19	0.49	0.38	0.19	0.16	0.26	0.33	0.17	0.14	0.21	0.21	0.22	0.3	0.24	0.15	0.25	0.33	0.43	0.36	0.35	0.27
Colour Index	21.2	19.98	30.51	17.56	52.71	47.32	49.07	42.37	51.04	37.85	51.2	32.54	48.43	45.77	33.5		29.29	14.43	14.42	11.51	8.62
Diff. Index	70.8	70.41	59.64	64.38	23.29	25.17	24.57	18.29	18.07	27.64	16.39	39.45	25.68	23.45	23.25	28.25	49.36	64.85	65.26	69.58	77.4

4.4. BATOLITO DE PATAZ

4.4.1 INTRODUCCION

Según Schreiber, 1989b la mineralogía de las granodioritas y monzogranitos consiste de hornblenda verde, biotita, plagioclasa (andesina, oligoclasa y albita), ortoclasa y cuarzo con accesorios de magnetita, allanita, esfena y apatito. Características microscópicas así como también los trends geoquímicos (Figuras 4.8A-B y 4.9) indican que las rocas de variada composición forman la suite magmática, genéticamente derivados por diferenciación de una uniforme, así como también fuente básica.

Según Chapell & White(1974) el Batolito de Pataz puede ser clasificado como “Tipo I”, y según Ishihara (1977) como de “tipo magnetita”.

Como se muestra en la Figura 4.8B, el Batolito de Pataz está compuesto de rocas provenientes de series de magmas calco-alcalinos con un amplio rango de contenido de SiO₂ típico de zonas de margen continental activo (subducción)

En el presente estudio sobre el Batolito de Pataz se utilizaron las siguientes muestras:

- 3 muestras (R-5, R-9 y R-10) seleccionadas y concedidas por el ingeniero Jorge David de la mina San Andrés, distrito de Parcoy,
- 7 muestras de los alrededores de la mina San Andrés, distrito de Parcoy seleccionadas por Valenzuela, 1995, de las cuales no se tuvieron acceso a las muestras de mano, pero sí el estudio petrográfico.

Con el objetivo de distinguir algunas semejanzas y diferencias entre los granitoides del Batolito de Pataz del sector norte y sur de la provincia aurífera de Pataz, se plotearon todas las muestras de la bibliografía existente (Figuras 4.8 y 4.9)

4.4.2 RESULTADOS

Tabla 4.7

Todos los granitos estudiados (Tabla 4.8) son clasificados como granitos de “ Tipo S” ya que el promedio del radio molecular (Al_2O_3 / Na_2O+K_2O+CaO) es mayor a 1.1

Figura 4.8A

Las muestras de roca R-9 y R-10 provenientes de la caja techo y piso respectivamente de la veta Esperanza, galería 99685, estocada 2 de la mina San Andrés-Marsa, caen en el campo de los monzogranitos. La muestra R-5 provenientes de la caja piso de la veta Yanaracra sur, galería 9132-E, tajo 355A de la mina San Andrés-Marsa caen en el campo de la granodiorita.

Figura 4.8B

Las muestras de roca R-5, R-9 y R-10 caen en el campo de los magmas calco-alcalinos.

Figura 4.8C

Las muestras de roca R-5, R-9 y R-10 siguen la tendencia de las rocas descritas por Schreiber *et al.*, 1989a. En general todo el conjunto estudiado caen dentro del campo de magmas calcoalcalinos.

Figura 4.8D

Las muestras de roca R-5, R-9 y R-10 presentan las características de un granito “normal”.

Figura 4.8E

En el diagrama Rb-(Y+Nb) las muestras R-5 y R-9 caen en el campo VAG y la muestra R-10 en el campo WPG.

En el diagrama Nb-Y las muestras R-5 y R-9 caen en el campo VAG (“volcanic- arc granites”) y la muestra R-10 en el campo WPG (“within-plate granites”), es decir este diagrama corrobora el anterior.

En ambos diagramas se observa que las muestras estudiadas en el presente trabajo R-5 y R-9 caen al igual que las rocas estudiadas por Schreiber *et al*, 1989a en el campo VAG (“volcanic arc granites”), esta información unida a la obtenida en la Figura 4.7 (A y B) nos confirma la hipótesis de que el Batolito de Patáz y los volcánicos del cerro Yanapaccha son parte de un arco volcánico desarrollado durante el carbonífero.

Granite types classified according to tectonic setting (after Pearce *et al.*, 1984)

Ocean-ridge granites (ORG)

- Granites associated with normal ocean ridges
- Granites associated with anomalous oceanic ridges
- Granites associated with back-arc basin ridges
- Granites associated with fore-arc basin ridges

Volcanic-arc granites (VAG)

- Granites in oceanic arcs dominated by tholeiitic basalt
- Granites in oceanic arcs dominated by calc-alkali basalt
- Granites in active continental margins

Within-plate granites (WPG)

- Granites in intracontinent ring complexes
- Granites in attenuated continental crust
- Granites in oceanic islands

Collisional granites (COLG)

- Syn-tectonic granites associated with continent-continent collision
- Post-tectonic granites associated with continent-continent collision
- Syn-tectonic granites associated with continent-arc collision

Tabla 4.6 : Clasificación de granitos de acuerdo al ambiente tectónico según Pearce *et al.*, 1984 (tomado de Rollinson , H. 1998)

Characteristic features of granitoids				
	<i>M-Type</i>	<i>I-Type</i>	<i>S-Type</i>	<i>A-type</i>
Composition	Pfagiogranite	Variable, tonalite to granite	Leucogranites with narrow silica range	High-K granites and syenites
Characteristic minerals	hb, biot, cpx	hb, biot, mgt, sph	biot, cord, ilm, musc, gar, monazite	biot, mgt, alkaline hb
Xenoliths	Mafic	Mixed	Chiefly metasediments	Mixed
Molecular ratio $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$	< 0.6	0.5-1.1	> 1.1	0.9-1.1
Relation to deformation	Pre-tectonic	Pre- to syn-tectonic	Syn- to post-tectonic	Post-tectonic
Ba, Ti, P depletion	Minor	Moderate	Moderate	Strong
Subduction zone component	Variable	Strong	Variable	Absent
$\delta^{18}O$	5.5-6	8-10	> 10	8-10
Tectonic setting	Ophiolite	Arc or orogen	Orogen	Rift, orogen, arc
Source	FXL of MORB	FXL of andesite or partial melting of lower crust	Partial melting of sediments	Partial melting of lower crust

hb, hornblende; biot, biotite; cpx, clinopyroxene; mgt, magnetite; sph, sphene; cord, cordierite; musc, muscovite; gar, garnet
 Subduction zone component (Nb-Ta depletion relative to Th and light REE)
 FXL, fractional crystallization, MORB, ocean ridge basalt

Tabla 4.7 Rasgos característicos de los granitoides (tomado de Condie, K. 1997)

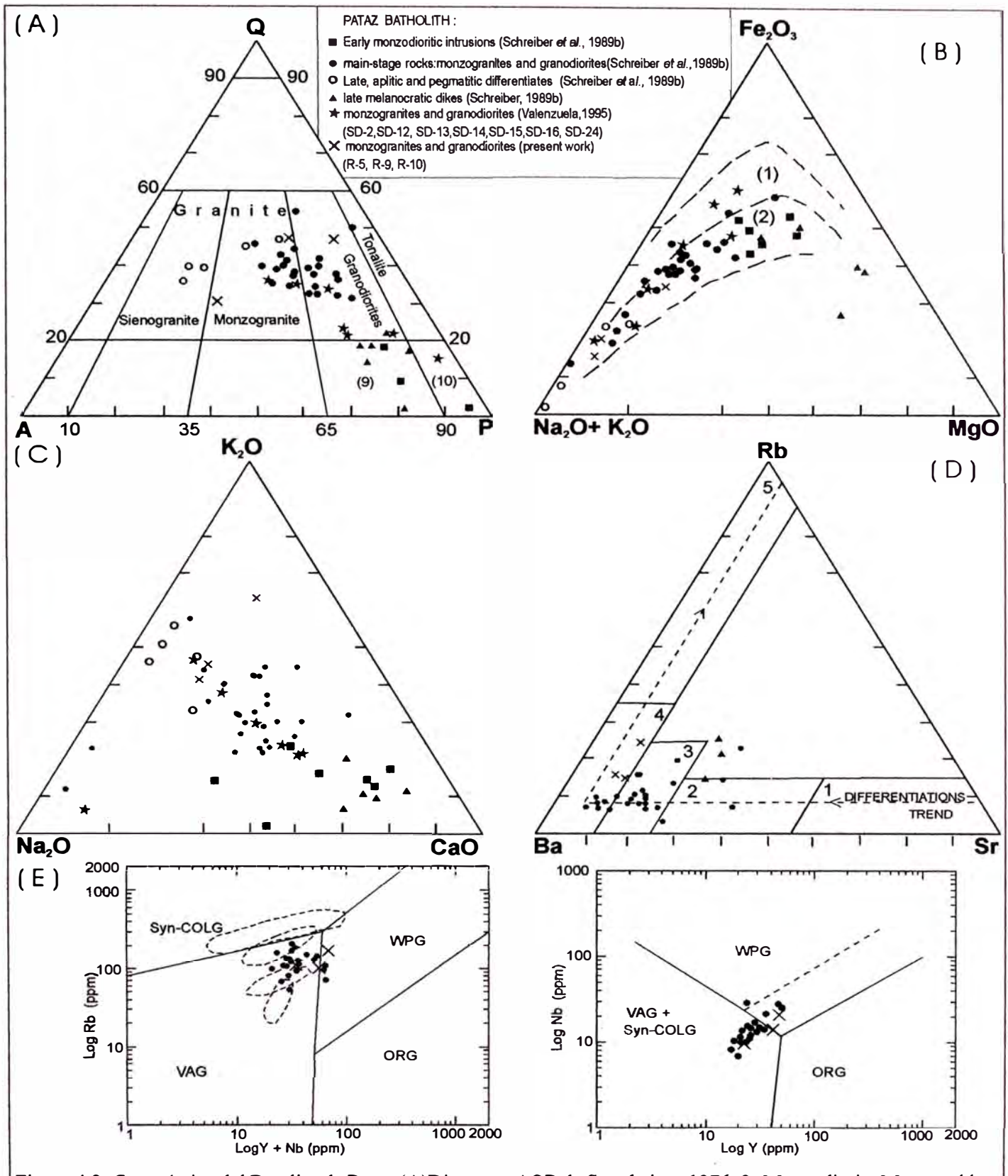


Figura 4.8 : Geoquímica del Batolito de Pataz. (A) Diagrama AQP de Streckeisen, 1976. 9=Monzodiorite, Monzogabbro, 10=Diorite, Gabbro, anorthosite. (B) Diagrama AFM mostrando características calco-alcalinas del magma. 1=campo toleítico, 2=campo cal-coalcalino según Kuno, 1968. (C) Diagrama AFM mostrando el contenido de alcalis y calcio. (D) Diagrama EL BOUSEILLY & EL SOKKARY, 1975. 1=diorita, 2=grano y cuarzodiorita, 3= "granito anómalo", 4= "granito normal". (E) Diagrama de discriminación Rb-(Y+Nb) y Nb-Y para clasificar granitos de acuerdo al ambiente tectónico después de Pearce *et al.* (1984) con campos syn-collisional granites (syn-COLG), volcanic-arc granites (VAG), within-plate granites (WPG), y ocean-ridge granites (ORG)

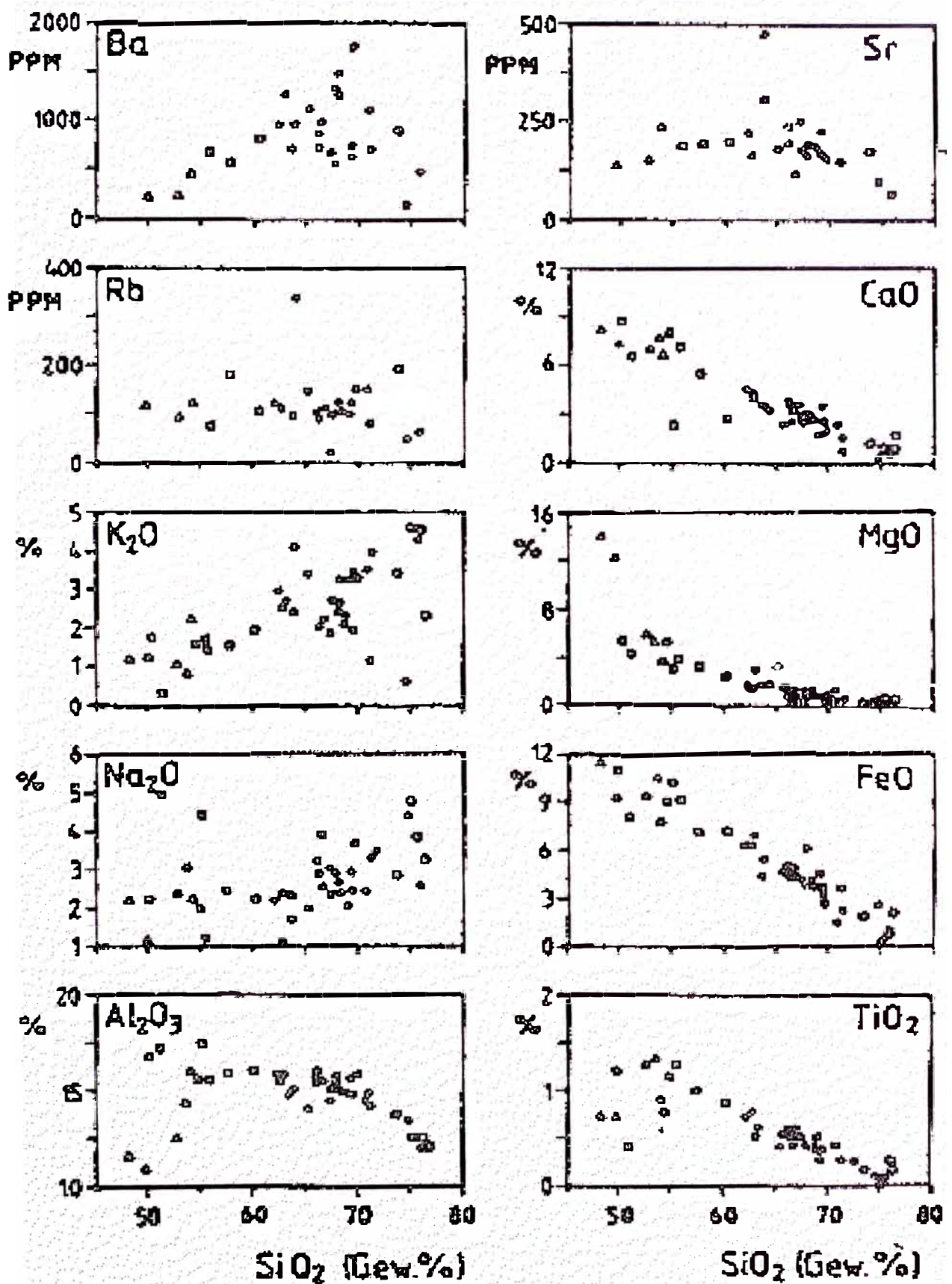


Figura 4.9 : Diagramas de Harker de rocas del Batolito de Pataz (tomado de Schreiber, 1989b)

Tabla 4.8: Elementos mayores (wt%) de rocas típicas del Batolito de Pataz recopilado a partir de varios autores

	Código	Tipo de roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Suma
1	189	Monzodiorita	50,14	1,22	16,93	11,10	0,20	5,69	8,85	2,22	1,75	0,20	2,06	100,06
2	737	Cuarzo monzodiorita	55,67	1,29	16,13	9,21	0,17	3,74	6,85	1,06	1,71	0,25	2,22	98,30
3	670	Microdiorita	57,52	1,02	16,06	7,12	0,18	3,47	5,44	2,45	1,55	0,24	3,91	98,96
4	962 A	Granodiorita	69,14	0,51	15,61	4,54	0,08	1,14	3,48	2,08	1,95	0,05	0,85	99,43
5	624	Granodiorita	63,77	0,63	15,12	5,58	0,09	2,03	3,27	2,31	2,43	0,03	3,20	98,46
6	B-16	Granodiorita	63,67	0,52	14,82	4,48	0,09	2,01	3,36	1,66	4,11	0,17	1,52	97,41
7	939 A	Monzogranito	69,48	0,38	15,80	3,47	0,06	0,59	2,58	2,43	3,48	0,08	0,45	98,80
8	B-2	Monzogranito	75,74	0,10	12,00	1,14	0,03	0,69	1,51	2,60	4,31	0,02	0,55	98,69
9	825	Monzogranito	70,74	0,25	14,64	1,52	0,03	0,69	2,46	2,45	3,52	0,11	0,77	97,18
10	523	Pegmatitic veinlet	76,16	0,27	12,02	2,06	0,01	0,67	1,57	3,24	1,35	0,04	1,03	99,42
11	758	Aplitic veinlet (whitish gray)	73,67	0,19	13,89	2,05	0,04	0,34	1,03	2,82	3,47	0,04	1,07	98,61
12	528	Stock of aplitic granite (reddish)	75,15	0,02	12,59	<0,1	<0,1	0,05	0,52	4,83	4,60	0,03	0,36	98,15
13	532	Orthoclase-rich pegmatite	75,99	0,11	12,69	0,89	0,02	0,16	0,51	3,89	4,56	0,04	0,10	98,96
14	503	Late melanocratic dike	53,72	1,37	14,51	10,57	0,19	5,29	7,71	3,11	0,90	0,18	3,57	101,12
15	529	Late melanocratic dike	48,30	0,74	11,61	11,48	0,17	14,17	8,21	2,15	1,21	0,20	3,32	101,56
16	SD-2	Granodiorita	60,06	-	15,10	11,84	-	2,47	4,50	2,91	2,36	-	-	99,24
17	SD-12	Monzogranito	69,65	-	14,00	3,54	-	0,70	2,22	3,15	3,25	-	-	96,51
18	SD-13	Granodiorita	60,65	-	15,09	7,43	-	2,82	5,44	3,01	2,33	-	-	96,77
19	SD-14	Diorita	72,53	-	14,08	2,52	-	0,99	1,00	6,75	0,55	-	-	97,42
20	SD-15	Granodiorita	59,97	-	14,98	8,40	-	1,45	4,93	2,85	2,16	-	-	94,74
21	SD-16	Granodiorita	64,06	-	14,83	6,48	-	1,03	3,68	3,35	3,01	-	-	96,44
22	SD-24	Monzogranito	74,56	-	12,62	1,97	-	0,25	1,44	3,39	4,24	-	-	98,47
23	R-5	Granodiorita	75,75	0,167	12,47	1,79	0,048	0,25	1,64	3,95	3,14	0,039	1,89	-
24	R-9	Granodiorita	77,13	0,064	11,80	1,13	0,026	0,35	1,46	3,04	2,92	0,014	2,24	-
25	R-10	Monzogranito	68,20	0,673	12,96	4,93	0,078	1,30	2,08	6,37	1,69	0,215	2,39	-

1-15 : Schreiber *et al.*, 1989a ,páginas 1335-1336. Analizadas por XRF' .

Ubicación : área mina Poderosa, distrito de Pataz.

16-22 : Valenzuela 1995. Analizadas por ICP data, Laboratorio Bondar Clegg del Perú

Ubicación: área mina San Andrés, distrito de Parcoy.

23-25 : Presente trabajo, XRF data, Laboratorio Geoquímico del Instituto de Geociencias de la Unicamp, Brasil.

Ubicación : área mina San Andrés, distrito de Parcoy.

Tabla 4.9: Norma CIPW (% ponderal) para rocas del Batolito de Pataz

Código	R-5	R-9	R-10
Quartz	37.96	45.27	26.28
Corundum	0.13	1.11	0.01
Orthoclase	23.57	18.35	38.34
Albite	26.8	25.21	14.56
Anorthite	7.96	7.32	9.08
Nepheline	-	-	-
Leucite	-	-	-
Acmite	-	-	-
Na-Metasilicate	-	-	-
Diopside	-	-	-
Diopside (Wo)	-	-	-
Diopside (En)	-	-	-
Diopside (Fs)	-	-	-
Hypersthene	2.72	2.3	8.6
Hypersthene (En)	0.64	0.88	3.29
Hypersthene (Fs)	2.08	1.42	5.31
Olivine	-	-	-
Olivine (Fo)	-	-	-
Olivine (Fa)	-	-	-
Magnetite	0.45	0.28	1.29
Hematite	-	-	-
Ilmenite	0.32	0.13	1.3
Apatite	0.09	0.03	0.48
Total	102.72	102.3	108.5
Colour Index	3.49	2.7	11.19
Diff. Index	88.33	88.82	79.19

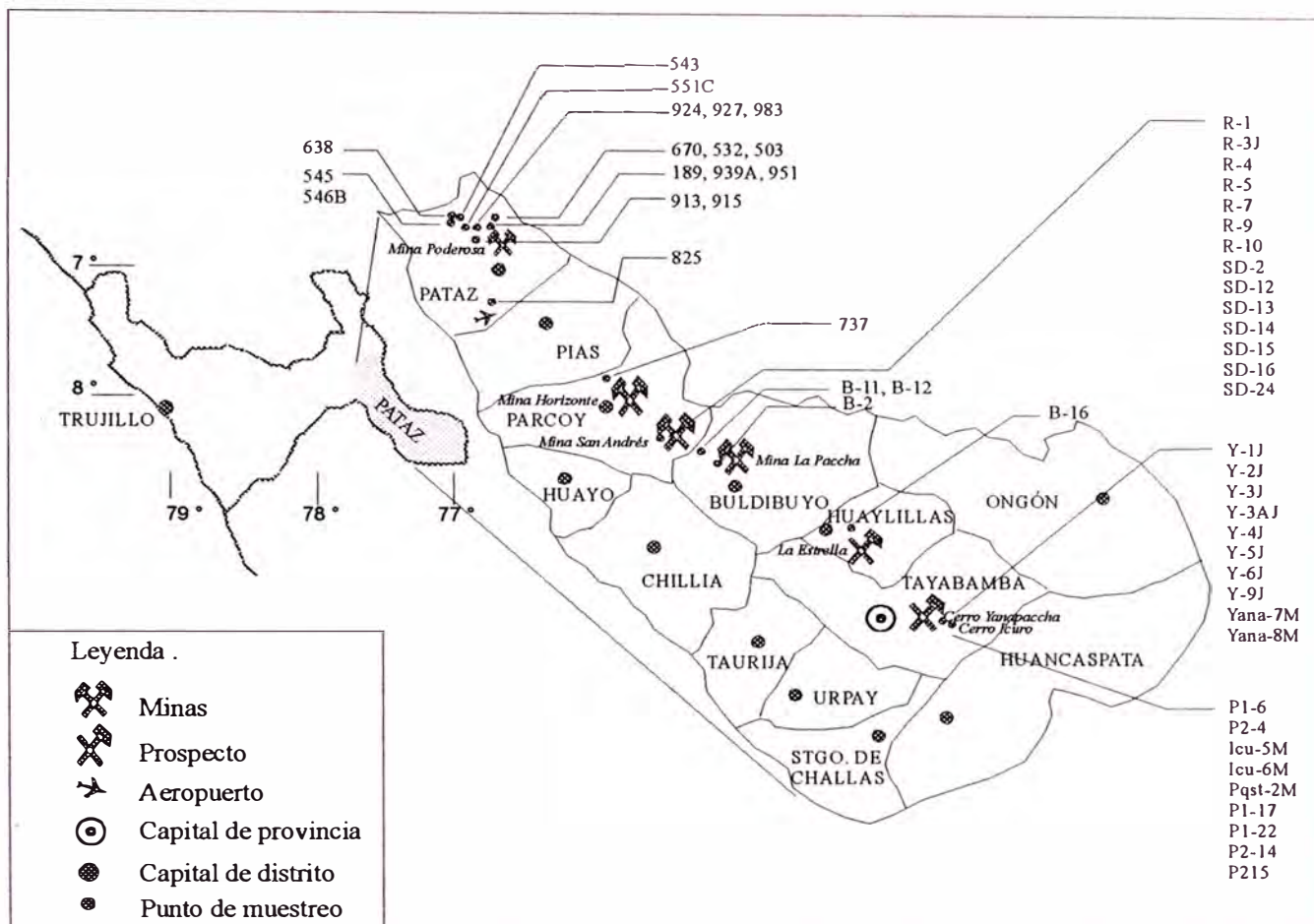


Figura 4.10 : Mapa de ubicación de las muestras del presente trabajo

CAPITULO 5 – CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1 Respecto a los esquistos del Complejo Marañón

- A. Los minerales metamórficos de los esquistos del Complejo Marañón en el cerro Icuero, distrito de Tayabamba corresponde a la zona de la biotita, donde la muscovita y biotita se habrían formado a partir de las reacciones (Yardley, 1991)



Treinta y tres kilómetros al NW de la zona estudiada (mina San Andrés, distrito de Parcoy), Valenzuela (1995) ha reportado en la misma unidad geológica la presencia de granate y estaurolita, siendo posible que el gradiente de metamorfismo regional se incremente en dirección de Sur a Norte. En el área del cerro Icuero el Complejo Marañón fue afectado por un metamorfismo regional de la facies de Esquistos Verdes, *zona de la Biotita* y en el área de la mina San Andrés estaría afectado por la facies Anfibolito *zona de Granate* y *zona de la Estaurolita*.

- B. Respecto a la alteración hidrotermal, se concuerda con Vicharra, 2001 porque los minerales producto de los sucesivos eventos de alteración hidrotermal enmascara a los minerales metamórficos de la facies de esquistos verdes de bajo grado, sin embargo a través del estudio mineralógico al microscopio fue posible diferenciarlos. Fue observada: calcitización (foto 3.3.B); propilitización moderada: cloritas-calcita-pirita-epídota (foto 3.6E); alteración potásica leve: ortosa-cuarzo (foto 3.6C); piritización moderada: pirita-cz (foto 3.6C-B). En el pozo de sondaje DDH2, a una profundidad de 87,50 m, se observó granos de peninita con inclusiones subhedrales de esfena en contacto con una venilla de calcita significando que la esfena es un producto secundario de la transformación de la biotita en clorita; en este caso podemos decir que la actividad cálcica debió ser suficientemente alta para estabilizar a la titanita (200°C- 400°C).
- C. Pirita framboidal no fue observada en el presente trabajo, de otro lado Vicharra, 2001 reportó su presencia en los esquistos del Cerro Icuero. La génesis de la pirita framboidal es interpretada de diferentes maneras en varios trabajos como:
De origen orgánico (Schneiderhöhn 1923; Love 1958; Skripchenko 1970; Locquin *et al.*, 1978; *apud* England *et al.*, 1993),
Otros argumentan su formación en secuencias piroclásticas durante el estadio tardío de actividad volcánica, en torno de 280° (Özgür 1958; *apud* Schneider *et al.*, 1988),
O por sustitución de vacuolas de las lavas (Rickard, 1970).
- D. En el presente trabajo se considera que los esquistos del cerro Icuero son de origen pelítico compuestos principalmente por sílice y aluminio (Tabla 4.1) y se les clasifica como grauvacas y lito-arenitas.

5.2 Respecto a los metavolcánicos del Complejo Marañón-rocas hipabisales del cerro Icuro (HCI)

- A. Las muestras P1-17, P1-21, P2-14 y P2-15 procedentes de los diques que cortan el cerro Icuro petrográficamente son de color verde oscuro y de textura afanítica (foto 3.8A), microscópicamente presenta textura glomeroporfidica con matriz interseptal compuesta por plagioclasas alteradas a arcillas y sericita principalmente y entre los intersticios hay cloritas y cuarzo (foto 3.8B). Los fenocristales son plagioclasas sericitizadas y formas de relictos de piroxenos actualmente cloritizados y piritizados. Todas estas rocas se clasificaron como andesitas (figura 4.2).
- B. Es improbable que los diques (P1-17, P1-21, P2-14 y P2-15) de espesor variable entre 1-5m pudieran aportar fluidos suficientes para producir la silicificación-piritización a la que está asociada el oro y además alterar a los esquistos del Complejo Marañón a quienes atraviesan (figura 3.1). Es más probable que la mineralización aurífera en el cerro Icuro esté asociada a otro evento que bien podría ser los derrames volcánicos (volcánicos del cerro Yanapaccha) durante el carbonífero además de la suma de eventos de plegamiento/sobreescurreamiento desde tiempos del pre-cambriano sufridos por las pelitas del Complejo Marañón.
- C. Según Paredes, 2001 el origen de estos metavolcánicos podría tener origen peridotítico pero los valores de Níquel y Cromo encontrados en las muestras P1-17, P1-21, P2-14 y P2-15 (Tabla 4.4) procedentes de los diques que cortan el cerro Icuro son inferiores a los valores de 250-300 ppm para el Ni y de 500-600 ppm para el Cr los cuales indicarían una derivación de fuentes de magma peridotítico o tipo MORB según Wilson M, 1991.

Parámetros usados en la evaluación de modelos petrogenéticos según Green 1980 (tomado de Wilson, 1991)

Elemento	Interpretación
Ni, Co, Cr	Altos valores (Ni = 250-300 ppm, Cr = 500-600 ppm) de esos elementos son buenos indicadores de derivación de magmas de fuente peridotítico.

- D. Respecto al diagrama de discriminación utilizando los óxidos de los elementos mayores (Figura 4.2)

En el diagrama de clasificación química para rocas volcánicas de Le Maitre *et al.*, 1989A (figura 4.2A), las rocas hipabisales que cortan y/o intruyen al cerro Icuro (HCI) corresponden al campo de las rocas “intermedias” y presentan características geoquímicas similares a los metavolcánicos (proterozoicos) estudiados por Schereiber *et al.*, 1989a aunque estos últimos además del campo “intermediario” lleguen hasta el campo “ácido” (dacita y riolita). La nube de puntos de ambos grupos de muestras sigue una línea horizontal indicándonos que la variación entre cada una de ellas es casi independiente del contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

En el diagrama AFM de Jensen (figura 4.2B) al igual que en el diagrama de la figura 4.2A corresponden al campo de la andesita (P1-2 y P2-15) y del basalto (P2-14). El diagrama AFM de Jensen(1976) utiliza los elementos químicos cuya movilidad es más restringida (Titanio y Aluminio) de este modo considérese aquí que esta clasificación que utiliza elementos con potencial iónico intermedio refleja la composición original de los protolitos.

La muestra P1-17 plotea de forma controversial, ya que en la figura 4.2A lo hace en el límite entre la andesita y la dacita, sin embargo en la figura 4.2B corrobora ser un basalto tal como se le clasificó a partir de la petrografía. Esta discrepancia puede ser interpretada en función de las diferentes movilidades de los elementos químicos ocurrida en eventos de hidrotermalismo.

En el presente trabajo considérese que las rocas hipabisales que atraviesan el cerro Icuero, son rocas de textura porfírica, de composición andesítica intermedia en el rango de la andesita basáltica-andesita y con características geoquímicas similares a los metavolcánicos (proterozoicos) estudiados por Schreiber *et al.*,1989a en el distrito de Pataz (alrededores de la mina Poderosa).

- E. Vicharra, 2001 reporta al N y NW de Tomac en la parte baja y a ambos lados de las riveras del río Cajas, distrito de Tayabamba secuencias de andesita y basaltos almohadillados con diseminaciones de Au-pirita-arsenopirita concordantes y cortando a los esquistos del Complejo Marañón. Sin embargo en el presente trabajo no se observaron rocas en almohadilla.

Respecto a las estructuras denominadas “pillow structure” o “pillows” podemos decir que se forman cuando el magma está atravesando vigorosamente en ambientes acuosos, tales como el fondo del mar o de lagunas continentales, o en sedimentos húmedos. Las dimensiones de la almohadilla varían desde decimétricas hasta métricas. La cola de la almohadilla siempre apunta para la superficie, por lo tanto la estructura en almohadilla sirve como valioso indicador del sentido de la orientación de secuencias volcano sedimentarios en terrenos plegados. La presencia de estructuras en almohada no es indicadora de profundidad de agua en erupciones submarinas, ya que ellas se forman en aguas, tanto rasas, como profundas. Por otro lado, el tamaño de las vesículas parece indicar la profundidad de erupción. La presencia de vesículas grandes acusa erupción en profundidades medias (1 km aproximadamente), y la ausencia de vesículas sugiere erupción en aguas profundas por ejemplo mayores a 5 km (Moore, 1965; Jones 1969).

A pesar que las estructuras en almohadilla son frecuentes en basaltos submarinos, no son exclusivas a material de esa composición, pudiendo ser observadas en andesitos, dacitos y hasta riolitos (Snyder y Fraser, 1963). Muchas veces, las rocas están bastante alteradas, especialmente en los núcleos de las estructuras, debido a la acción hidrotermal causada por la interacción de agua con rocas calientes. El espacio entre las estructuras es rellenado con sedimentos, muchas veces derivadas de su propia descomposición

5.3 Respecto al Grupo Ambo (facies volcánica) - volcánicos del Cerro Yanapaccha (VCY)

- A. Las muestras Y-1J e Y-3J petrográficamente presentan las características típicas de un basalto donde la muestra Y-1J procedente del cerro Yanapaccha, distrito de Tayabamba, macroscópicamente son de color verde oscuro, de textura fanerítica media (foto 3.11A); microscópicamente presenta textura alotriomórfica en cuya matriz se observa ocasionalmente textura mirmequítica (foto 3.11B); los fenocristales son piroxenos actualmente cloritizados, esfenas y plagioclasas principalmente y la alteración hidrotermal predominante es la cloritización. La muestra Y-3J, es de color verde oscuro y de textura afanítica (foto 3.12A), microscópicamente presenta textura glomeroporfídica donde los glomerocristales están formados por anfíboles (foto 3.12B) actualmente cloritizados; la matriz está compuesta por tablillas de anfíboles (foto 3.12C).
- B. La muestra SN-3 macroscópicamente presenta unas amígdalas rellenas por calcita, las cuales presentan una dirección preferente (foto 3.10A, flecha), esta textura es característica de los basaltos indicando la existencia de gases durante la erupción del magma o la solidificación de la intrusión, es decir el inicio de la cristalización de ese magma, que al expandirse dejan cavidades en la transición del material ígneo del estado plástico al sólido. Estas estructura de desgasificación frecuentemente son típicas de los topes de derrames volcánicos (Sial A.N & McReath I.,1984) Microscópicamente presenta una textura amigdaloides con amígdalas rellenas de cuarzo y carbonatos con bordes de piroxenos (foto 3.10B) de forma acicular (posible augita); la matriz está compuesta por piroxenos aciculares principalmente. La alteración hidrotermal predominante es la calcitización.
- C. Los valores de Níquel y Cromo encontrados en las muestras (SN-3, Y-1J, Y-3J, Y-3AJ, Y-4J, Y-5J, Y-6J, Y-9J, Y-9AJ, Y-10J, Y-12J) procedentes de los volcánicos del cerro Yanapaccha (tabla 5.4) no indican una derivación de fuente de magma peridotítico o tipo MORB según Wilson M, 1991. Esta información unida a la relación estructural existente entre estos basaltos y el batolito de Patatz permite descartar la posibilidad que estos basaltos hayan sido producidos en dorsales meso-oceánicas.
- D. Respecto al análisis litoquímico utilizando los óxidos de los elementos mayores:**

Diagrama de clasificación química de Le Maitre *et al.*, 1989 (Fig. 4.3A)

Las VCY y la muestra SN-3 también se localizan en el campo de los basaltos y picro-basaltos principalmente y son de composición básica a ultrabásica; en tanto que las 4 muestras del cerro Icuro (HC1) se localizan en el campo de la Andesita (P1-21, P2-15 y P1-17) y Andesita basáltica (P2-14) de este modo se puede concluir que geoquímicamente pertenecen a conjuntos diferentes (I y II).

Las rocas procedentes de los volcánicos Lavasén (Terciario) de Schreiber *et al.*, 1989a son distintas geoquímicamente a los grupos I y II.

Las muestras R-1, R-3, R-4, R-7 procedentes de la mina San Andrés (MARSÁ) al igual que los volcánicos Lavasén (terciario) de Schreiber *et al.*, 1989a pertenecen al conjunto III de rocas “ácidas” y son distintas geoquímicamente a I y II.

Diagrama AFM de Jensen, 1976 (Figura 4.3B)

Los conjuntos geoquímicos (I, II y III) también son diferenciados como en la figura 4.3A. Indica una diferencia que va desde el extremo básico de composición toleítica (I) hasta un extremo ácido (III).

E. Respecto al análisis litoquímico utilizando elementos trazas (Al, Ti, Y, Zr, Nb, V) :

Diagrama de Winchester & Floyd, 1977 - Figura 4.4A

Según este diagrama los volcánicos del Cerro Yanapaccha corresponden a los “basaltos” y “basaltos subalcalinos” (grupo I) corroborando lo planteado en las figuras 4.3A y B.

Según este diagrama las rocas hipabisales que cortan al Cerro Icuro (grupo II) son “andesitas”. La muestra P1-2 y P2-14 en el campo de la andesita mientras que P1-17 y P2-15 en el campo de dacita.

Las muestras R-1, R-3, R-4, R-7 (grupo III) procedentes de la mina San Andrés, al igual que en la Figura 4.3A también corresponden al campo de la dacita y forma un conjunto bien diferenciado de I y II. El grupo III es ácido según este diagrama aunque petrográficamente se parecía al conjunto I.

Diagrama de discriminación Ti-Zr-Y para basaltos y andesitas basálticas (según Pearce y Cann, 1973) - Figura 4.4B

Los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo B, es decir que podría ser un basaltos calcoalcalinos (“calc-alkali basalts”) o un basalto toleítico de Arco de Islas (“Island-arc tholeiite”), eliminando por las evidencias de campo que sea un basalto de una dorsal meso-oceánica (“MORB”).

Otro argumento por lo que se elimina la posibilidad de ser de tipo MORB es porque los valores de Ni y Cr de estos basaltos (Tabla 4.4) son inferiores (Ni < 51-203 ppm; Cr < 98-309 ppm) a los valores (Ni=250-300 ppm; Cr= 500-600 ppm) que indicarían una derivación de fuentes de magma peridotítico (**MORB**) según Wilson M, 1991.

La muestra P2-14 es una roca hipabisal que corta al cerro Icuro y cae en el campo de los basaltos calcoalcalinos. Además la muestra P2-14 cae en el campo de los basalto en todos los gráficos (4.3A, 4.3B, 4.4A), sin embargo por ser una única muestra no se puede dar una conclusión para todo el conjunto, pero esta información es importante tomarse en cuenta en posteriores estudios.

Diagrama de discriminación para basaltos basada en las variaciones de Zr/Y-Zr – Figuras 4.5A y B

Los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo A (Volcanic-Arc Basalts/Island Arc basalts). Se descarta la posibilidad de ser de tipo B(MORB) por las evidencias de campo (Figura 4.5A).

En la figura 4.5B los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo de los arcos oceánicos (“Oceanic arc”)

Diagrama Ti-V de discriminación para basaltos (compilada por Shervais, 1982) – Figura 4.6

Los basaltos del Cerro Yanapaccha caen en el campo de los Arcos toleíticos (“Arc tholeiite”), corroborando lo determinado en el gráfico 4.5A y B. De este modo se concluye que los basaltos del Cerro Yanapaccha, corresponde a un arco volcánico oceánico en tiempos del carbonífero.

Diagrama de Pearce *et al.*, 1984 para discriminar el ambiente tectónico de las rocas graníticas - Figuras 4.7A y 4.7B

En la figura 4.5A y B se plotearon las rocas hipabisales que cortan al cerro Icuro (P1-17, P1-21, P2-14, P2-15), las rocas volcánicas del cerro Yanapaccha y las rocas caja de las vetas de la mina San Andrés (R-1, R-3, R-4, R-7) y todas ellas caen en el campo VAG (“volcanic arc granites”) significando esto que pertenecerían a un ambiente de arco volcánico lo cual es concordante con la hipótesis de que en el tiempo del carbonífero se habría implantado un arco volcánico cerca o lejos del antiguo continente sudamericano.

F. Resumen de las conclusiones anteriores

Los volcánicos que afloran en el cerro Yanapaccha son correlacionables con los “Volcánicos Lavasén” según Paredes, 2000 y Vicharra, 2001. Este último lo describe como volcánicos subaéreos continentales con un espesor de 1300 m, sobreyaciendo al batolito de Pataz y Complejo Marañón, en base a la estratigrafía le asigna una edad carbonífero superior de composición riolítica, riodacítica, dacítica y andesítica, con textura fluidal, afanítica porfirítica, presenta silicificación como alteración principal con disseminación de Au-pirita-arsenopirita; y considera a los cerros Caldera y Potrero como cráteres erosionados.

Esta misma unidad, en el presente trabajo, es denominada “volcánicos del Cerro Yanapaccha (VCY)” diferenciándolo así de los “Volcánicos Lavasén” porque se considera en el presente trabajo que para dar nombre a una unidad estratigráfica es necesario un estudio litoquímico que abarque una zona más amplia.

Cabe mencionar que Schreiber, 1989a denomina “Volcánicos Lavasén” a unas rocas que afloran en el distrito de Pataz y le asigna una edad correspondiente al terciario (figura 2.11). Aunque en el presente trabajo no se trabajó dicha zona, estas rocas serían correlacionables con los “Volcánicos Lavasén” del carbonífero.

En el presente trabajo se considera a las rocas volcánicas que afloran en el cerro Yanapaccha con características diferentes a las descritas por Vicharra, 2001. En base al análisis petrográfico y litoquímico se les clasificó como basaltos de composición toleítica (fig. 4.3B) y el ambiente tectónico correspondería a un arco de islas de composición toleítica (figura 5.1b).

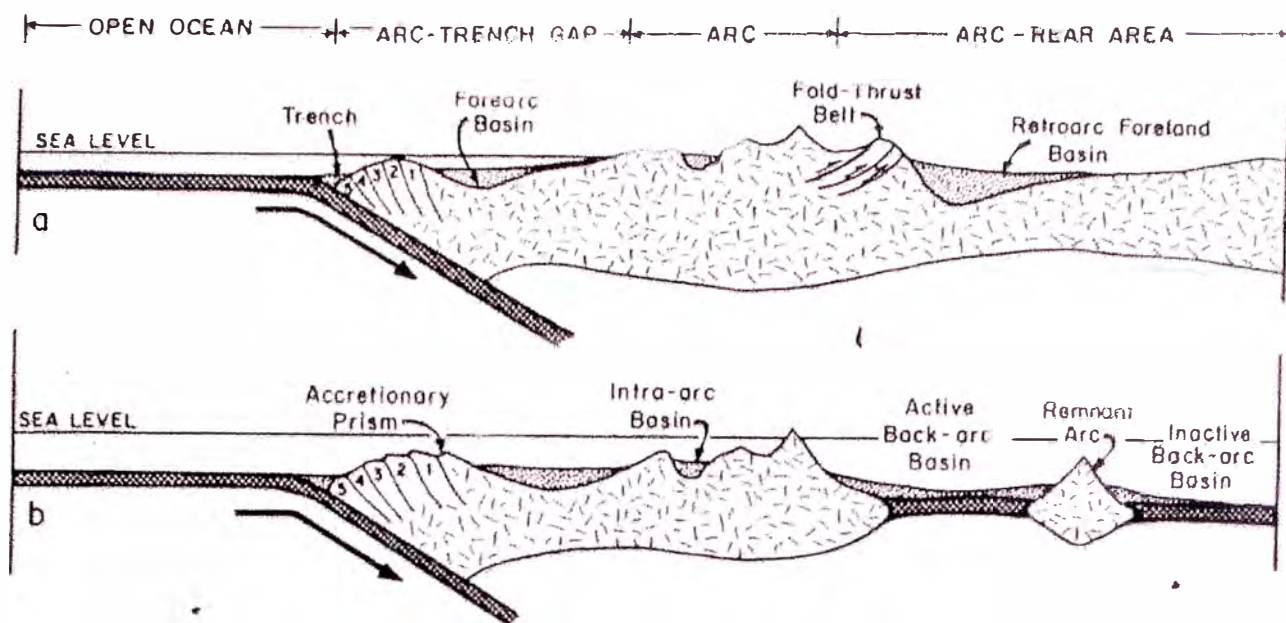


Figura 5.1 : Sección gráfica de un arco con margen continental (a) y un arco de islas (b) mostrando las principales divisiones tectónicas. Los números en el prisma acrecional indican la edad relativa de las capas (1 es la más antigua). Tomado de Condie

Según Condie, 1997 un sistema de arco magmático se forma donde una placa oceánica colisiona con otra placa oceánica o con una placa continental. Ejemplos de la primera situación son encontrados al oeste del Océano Pacífico, donde la placa oceánica del pacífico se recuesta sobre la placa de Filipinas, formando los arcos de Mariana y Izu-Bonin. En el Caribe, la parte oceánica de la placa sudamericana desciende sobre la placa de del Caribe, formando el arco de las Antillas. Los Andes y la cordillera del oeste de América del Norte son ejemplos de colisión entre placas oceánicas y continental.

Varios ambientes tectónicos se asocian con zonas de subducción. En un sistema ideal de **arco magmático de margen continental** se distingue las siguientes regiones, del océano para el continente : la fosa, el prisma acrecional con cuencas de frente de arco, el arco volcánico con cuencas intra-arco, la franja de plegamientos, y las cuencas "foreland" de retro-arco (figura 5.1a). Un **arco magmático oceánico** (figura 5.1b) se distingue de un arco de margen continental por el área de retro-arco donde incluye combinaciones de cuencas de retro-arco (back-arc) activas o inactivas, y a veces arcos antiguos. Cada uno de esos ambientes de arco es caracterizado por tipos diferentes de rocas los cuales se resume a continuación

- Las **fosas** son formadas cuando la placa litosférica comienza a descender para el manto. Los sedimentos de fosa son predominantemente representados por grauvacas turbidíticas finas con partes subordinadas de sedimentos pelágicos.
- El **prisma acrecional**, o complejo de zona de subducción, consiste de una serie de cuñas de sedimentos y rocas volcánicas, fuertemente inclinadas y atravesadas por fallas encima de la placa descendente. Estas

cuñas representan corteza oceánica y sedimentos de fosa que fueron incorporados (acrecionados) al frente del arco. Cuñas individuales en el prisma acresional disminuyen en edad en el sentido de la fosa (figura 5.1). El prisma acresional se encuentra intensamente deformado formando un **melange**, que es una unidad mapeable de rocas caracterizada por la deposición discontinua e inclusiones de fragmentos de rocas de diversos tamaños (hasta de 1 Km. de ancho) en matriz deformada de granulación fina. Los procesos sedimentarios y tectónicos forman a las melanges. Los clastos de las melanges pueden ser exóticos (derivados de otro ambiente) o nativos (retrabajados del propio ambiente). Los litotipos de los clastos incluyen grauvaca, argilito, chert, basalto y otras rocas de ofiolitos, así como volcánicas de arco y más raramente granitoides.

- **Forearc basins**, son cuencas de deposición marina al lado de los arcos y varían en tamaño y número de acuerdo con el nivel de evolución del arco. Los sedimentos son predominantemente turbidíticos, con fuentes en el sistema de arco adyacente.

- **Arcos volcánicos** varían de totalmente aéreo, como los Andes, hasta completamente submarinos, como muchos de los arcos inmaduros del Pacífico occidental. Arcos aéreos incluyen derrames y rocas piroclásticas asociadas, que frecuentemente ocurren en grandes estrato-volcanes. Arcos submarinos, por otro lado, están constituidos por derrames de basaltos almohadillados y gran volumen de brechas y tufos hialoclásticos. El vulcanismo en sistemas de arcos inicia repentinamente en el frente volcánico. Magmas toleíticos y calco-alcalinos son característicos de arcos, con basaltos y andesitos basálticos dominando en arcos oceánicos y andesitos y dacitos en arcos de margen continental. Magmas félsicos son generalmente alojados como batolitos, aunque si bien volcánicas félsicas son comunes en la mayoría de arcos de margen continental.

G. Discusión

El arco volcánico desarrollado levantó hasta la superficie rocas precambrianas y paleozoicas a lo largo del borde de la placa continental sudamericana desde fines del triásico o inicios del jurásico (subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa continental sudamericana).

Teniendo en cuenta que el Batolito de Pataz está datado entre 305-321 Ma (carbonífero) podríamos esperar que los volcánicos del cerro Yanapaccha hayan sido emplazados mucho después ya que en base a información de campo se encuentran encima del batolito.

Es probable que a fines del paleozoico aun no haya producido la subducción tal como la percibimos en la actualidad, pero para conocer si los volcánicos del cerro Yanapaccha estuviesen asociado a esa subducción precisaríamos de un análisis litoquímico de tierras raras donde podríamos observar una anomalía negativa en Niobio y Talio (figura 5.2) que es típica de zonas de subducción, al parecer cuando la placa oceánica desciende sobre la placa continental debe formar una fase que retiene el Nb y Ta y no deja que se escape en el magma. En todo caso para descartar o no la posibilidad que estas rocas provengan como consecuencia de un proceso de subducción habría que realizar estudios detallados que apunten a ese objetivo.

Sin embargo es lógico pensar que dicha subducción habría empezado desde fines del paleozoico dando lugar a un arco magmático que dio origen a los volcánicos del cerro Yanapaccha y el Batolito de Pataz. Desde esa época hasta la actualidad el arco magmático andino migró de este a oeste, hacia el este estarían las rocas estudiadas en el presente trabajo y hacia el oeste las rocas del Batolito de la Costa. También no se descartaría la hipótesis que estos “volcánicos del cerro Yanapaccha” sean de fines del triásico cuando comenzó la apertura del Océano Atlántico, sin embargo esto se solucionaría teniendo dataciones de ellos aunque al no presentar interés económico sería difícil conseguir el financiamiento.

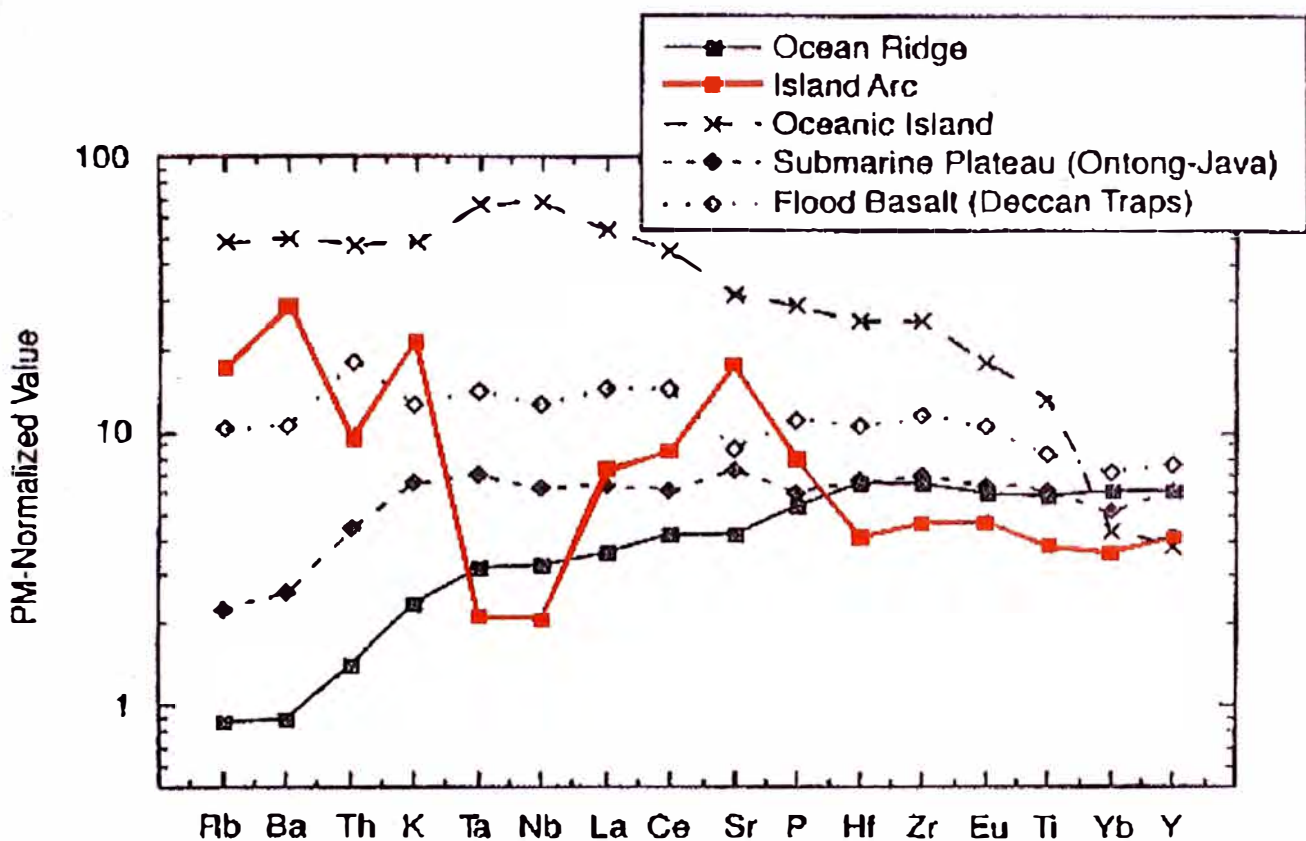


Figura 5.2 : Manto primitivo normalizado con distribución de elementos incompatibles en varios basaltos. Valores del manto primitivo y NMORB a partir de Sun y McDonough(1989).

5.4 Respecto al Batolito de Pataz- monzogranitos y granodioritas de la mina San Andrés

Según el análisis litoquímico utilizando los óxidos de los elementos mayores elementos trazos:

Tabla 4.7.

Todos los granitos estudiados según la Tabla 4.8 son clasificados como granitos “Tipo S” ya que el promedio del radio molecular ($Al_2O_3 / Na_2O+K_2O+ CaO$) es mayor a 1.1.

Figura 4.8a

Las muestras de roca R-9 y R-10 provenientes de la caja techo y piso respectivamente de la veta Esperanza, galería 99685, estocada 2 de la mina San Andrés-Marsa, caen en el campo de los monzogranitos. La muestra R-5 provenientes de la caja piso de la veta Yanaracra sur, galería 9132-E, tajo 355A de la mina San Andrés-Marsa caen en el campo de la granodiorita.

Figura 4.8B

Las muestras de roca R-5, R-9 y R-10 caen en el campo de los magmas calcoalcalinos.

Figura 4.8C

Las muestras de roca R-5, R-9 y R-10 siguen la tendencia de las rocas descritas por Schreiber *et al.*, 1989a. En general todo el conjunto estudiado caen dentro del campo de magmas calcoalcalinos

Figura 4.8D

Las muestras de roca R-5, R-9 y R-10 presentan las características de un granito “normal”.

Figura 4.8E

En el diagrama Rb-(Y+Nb) las muestras R-5 y R-9 caen en el campo VAG y la muestra R-10 en el campo WPG.

En el diagrama Nb-Y las muestras R-5 y R-9 caen en el campo VAG (“volcanic-arc granites”) y la muestra R-10 en el campo WPG (“within-plate granites”), es decir este diagrama corrobora el anterior.

En ambos diagramas se observa que las muestras estudiadas en el presente trabajo R-5 y R-9 caen al igual que las rocas estudiadas por Schreiber *et al.*, 1989a en el campo VAG (“volcanic arc granites”), esta información unida a la obtenida en la Figura 4.7 (A y B) nos confirma la hipótesis de que el Batolito de Pataz y los volcánicos del cerro Yanapaccha son parte de un arco volcánico desarrollado durante el carbonífero.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Audebad, E; Laubacher E. 1971. *Sobre una Discordancia Tardihercínica en la Cordillera Oriental del Sur del Perú*. Servicio de Geología y Minería del Perú, 60-63.
- Bucher, K; Frey, M.1994. *Petro-genesis of Metamorphic Rocks Complete Revision of Winkler's Textbook*. 6th edition. Springer-Verlag, USA.
- Cardozo, M. 2000. Producción, Exploración y Tipos de Yacimientos de Oro en el Perú. *Mundo Minero*, **196**:39-42.
- Chapell, B.W & White, A.J.R. 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pac. Geol.*, **8**: 173-174. Tokio.
- Condie, K. 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution (fourth edition)*. Butterworth-Heinemann, London, UK, 282p.
- Dalmayrac, B. 1973. *Evidencias de una Cadena Pre-Ordoviciana y Probablemente Pre-Cambriana en la Cordillera Oriental del Perú Central*. Servicio de Geología y Minería del Perú, 54-59.
- England, B.M; Ostwald, J. 1993. Framboid-derived structures in some Tasman fold belt base-metal sulphide deposits, New South Wales, Australia. *Ore Geology Review*, **7**: 381-412.
- INRENA. 1995. *Mapa ecológico del Perú, guía explicativa*. Ministerio de Agricultura del Perú. Instituto de Recursos Naturales, 220p.
- Ishihara, S. 1977. The magnetite series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, **27**: 293-305. Tokio.
- MacFarlane A.W.; Tosdal, R. M.; Vidal, C. E. 1996. Field and radiogenic isotope evidence for the origin of gold-base metal veins, Parcoy District, Perú. In: Geological Society of America, 28th annual meeting, Denver, Colorado, United States, *Abstract with Programas*, 211.
- Morán, T. 2001. El Batolito de Pataz y su relación con la mineralización en la región minera de Parcoy. Biblioteca Ingemmet.
- Rickard, D.T. 1970. The origin of framboids. *Lithos*, **3**:269-293.
- Rollinson H, 1998. *Using geochemical data*. Addison Wesley Longman Limited, London, UK, 344p.
- Paredes P. J. 2000. Mineralizaciones De Oro Mesotermal En el Greestone Belt-Cordillera Oriental de los Andes Nor-Orientales del Perú, Resultado de un Dispositivo de Convergencia de Tectónica Tardi-Paleozoica. X Congreso Peruano de Geología-Lima/Perú. *Resúmenes Extendidos*.
- Pitcher, W; Artherton, M. 1985. *Magmatism at a Plate Edge The Peruvian Andes*. British Geological Survey. Primera Edición. 328p.

- Sánchez, A. 1995. Boletín N°56, Serie A: Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Lima, Perú.
- Schreiber, D. W. 1989a. *Zur Genese von Goldquarzgängen der Pataz-Region im Rahmen der geologischen Entwicklung der Ostkordillere Nordperus*. Instituto Heidelberg, Berlin, República Federal Alemana, tesis de doctorado, 235p.
- Schreiber, D. W. 1989b. *Geological Evolution of the Eastern Cordillera in Northern Peru (7° 30' - 8° 20') and Its Relations to Gold Mineralization*. Zlb. Geol. Paläont. Teil I, (5/6): 1177-1191.
- Schreiber, D. W.; Fontboté, L.; Lochmann, D. 1990a. Geological Setting, Paragenesis, and Physicochemistry of Gold Quartz Veins Hosted by Plutonic Rocks in the Pataz Region. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **85**:1328-1347.
- Schreiber, D. W.; Amstutz, G.C. 1990b. The Formation of Auriferous Quartz-Sulfide Veins in the Pataz Region, Northern Perú: A Synthesis of Geological, Mineralogical, and Geochemical Data. *Mineralium Deposita Suppl.*, **25**:136-140.
- Schneider, H.J. Özgür, N; Palacios, C.M. 1988. Relationship between Alteration, Rare Earth Element Distribution and Mineralization of the Murgul Copper Deposit, Northwestern Turkey. *Economic Geology*, **83**: 1238-1246.
- Sial A.N; McReath, I. 1984. *Petrologia Ignea (volume 1) Os fundamentos e as ferramentas de Estudo*. Coedição SGB/CNPq/Bureau Gráfica e Editora Ltda, Salvador, Brasil, 180p.
- Silva, E.; Padilla S. J.; Padilla R.V.; Zagarra M. G.; Medina; Villafuerte A. E.; Cáceres L. W. 2001. Reconocimiento Geológico Preliminar Del Proyecto De Acumulación Genovesa 12 y Reconocimiento Geológico Preliminar Del Proyecto De Acumulaciones Mono -10. (inéditos). Compañía Minera Aurífera del Sur.
- Valenzuela V. 1995. Clasificación Química De Siete Muestras De Rocas De Los Alrededores De San Andrés (Inédito). Informe Interno de Minera Aurífera Retamas.
- Vicharra C. 2001. *Estudio geológico, petrográfico, estructural del prospecto aurífero Satata-Icuro*. FIGMM, Universidad Nacional de Ingeniería. Tesis de titulación: 200p.
- Vidal, C E.; Paredes, J.; Macfarlane A. W.; Tosdal, R. M. 1995. Geología y Metalogenia del Distrito Minero Parcoy, Provincia Aurífera de Pataz, La Libertad. *Volumen Jubilar Alberto Benavides de la Sociedad Geológica del Perú*, 351-372p.
- Vidal, C E.; Paredes, J.; Macfarlane A. W.; Tosdal, R. M. 1996. Hercynian quartz-gold veins in the Parcoy District of Northern Perú. In: 30th International Geological Congress, Beijing, China, *Resúmenes Extendido.*, 30: 424.
- Wilson, M. 1991. *Igneous Petrogenesis (second impression)*. Harper Collins Academic, London, UK, 457p.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. 1976. Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci Lett.*, **28**:459-469.

BIBLIOGRAFIA

- Allen R.L. *et al* .1996. *Atlas of alteration*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division-Association géologique du Canada, Division des gîtes menéraux. Thompson A.J.B and Thompson J.F.H. MDD Series Editor: K.P.E Dunne, Canadá, 119p.
- Anaya M. 1996. Infomes Petrográficos de Muestras Procedentes de los Pozos 1 y 2 en el Prospecto Satata e Icuero (inéditos). Minera Aurífera Retamas S.A.
- Aranda, A. 1994. Caracterización Mineralógica del Oro en el Plan de Minado, Abril-Junio 1994, Mina El Gigante. Informe inédito de la Minera Aurífera Retamas, 87p.
- Bellido, E; De Montreuil, L.1972. *Aspectos Generales de la Metalogenia del Perú*. Servicio de Geología y Minería del Perú, Boletín 1- Serie 1, 149 p.
- Chavez, J.E.1991. Aspectos Geológicos del Sector Norte del Batolito de Pataz. Mineralización Aurífera Asociada. VII Congreso Peruano de Geología-Lima/Perú *Resúmenes Extendidos*.
- De Montreuil, L.1980. Algunos Aspectos Mineralógicos de la Cordillera Oriental del Perú. *Minería*, **61**: 13-28.
- Diaz A. M. 1997. *Caracterização geológica e geoquímica dos metamagmatitos e metassedimentitos da região de Planalto de Minas, Município de Diamantina, MG*. Instituto de Geociências/Depto de Geología, Universidade Federal de Minas Gerais. Tesis de maestría:190p.
- Grandin, G; Mendoza, J; Miranda C; Porras C.1980. Estudio Petrográfico de la Serie Metamórfica Precambrica y de las Rocas Igneas Asociadas en el Area de Huancapallac (Huánuco). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **67**:53-65.
- Haeberlin, Y; Moritz, R; Fontboté, L.2000. Fluid inclusion study on mesothermal gold deposits of the Pataz Province(Perú). In : SGP/Perú. X Congreso Peruano de Geología-Lima/Perú, *Resúmenes Extendidos*, 10-11.
- La Rosa, M. 2000. *Naturaleza e evolução dos fluidos hidrotermais no depósito Cupro-Aurífero Golden Hill, Camagüey, Cuba*, Instituto de Geociências/Depto de Metalogênese e Geoquímica, Universidade Estadual de Campinas. Tesis de maestría:42p.
- Lancelot, J.R.;Laubacher, G.; Marocco, R;Renaud, U.1978. U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Perú)-Extend of Permian magmatic activity and consequences. *Geol. Rundsh*, **67(1)**:236-243.
- Marocco, R.; García-Zabaleta, F.1974. *Estudio geológico de la Región entre Cuzco y Machu Picchu*. Bull. Inst. Fr. Etud. Andines, **3**:1-27
- Miranda C. 2000. Petrología y estructura comparadas de los yacimientos auríferos en los Batolitos de la Costa y Pataz. X Congreso Peruano de Geología-Lima/Perú *Resúmenes Extendidos*.

Palacios, O.1995. Boletín N°55, Serie A: Carta Geológica Nacional , INGEMMET, Lima, Perú, 177p .

Perobelli R. 2001. *O magmatismo ácido e sua relação com a mineralização aurífera de Bico de Pedra, greenstone belt Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*, Instituto de Geociências/Depto de Metalogênese e Geoquímica, Universidade Estadual de Campinas. Tesis de maestría: 162p.

Richard, L.L.1995. MINPET Geological software-mineralogical and petrological data processing system.

Rivera, M.2001. *Introducción a la Geoquímica General y Aplicada*. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú, 102p.

Tumialán, P.H.1977. Rasgos Geológicos del Yacimiento Aurífero de Parcoy. In : SGP, IX Congreso Peruano de Geología. *Resúmenes Extendidos*, 199-203.

Wilson, J.J.; Reyes, R.L. 1964. Boletín N°9 Geología del Cuadrángulo de Pataz:Carta Geológica Nacional., 91p.

Yardley, B. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, England, UK, 248p.