

**INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO
(INGEMMET)**

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

GEOLOGÍA DEL BATOLITO GOLLON - BULDIBUYO

INFORME FINAL

**POR: A. W. Sánchez Fernández
S. Carrasco Viza
J. Galdos Huaco
V. Lipa Salas**

DICIEMBRE 2006

**INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO
(INGEMMET)**

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

GEOLOGÍA DEL BATOLITO GOLLON - BULDIBUYO

INFORME FINAL

**POR: A. W. Sánchez Fernández
S. Carrasco Viza
J. Galdos Huaco
V. Lipa Salas**

DICIEMBRE 2006

CONTENIDO

- 1 GENERALIDADES
 - 1.1 Introducción
 - 1.2 Ubicación y accesibilidad
 - 1.3 Rasgos Fisiográficos
 - 1.4 Planteamiento del Problema
 - 1.5 Objetivos
 - 1.6 Métodos de estudio
 - 1.7 Importancia económica
- 2 CONTEXTO REGIONAL
 - 2.1 Estratigrafía
 - 2.2 Estructuras
 - 2.3 Tectónica global
 - 2.4 Ocurrencia de mineralización
- 3 ESTRATIGRAFÍA
 - 3.1 Introducción
 - 3.2 Neoproterozoico
 - 3.2.1 Complejo Marañón
 - 3.3 Paleozoico Inferior
 - 3.3.1 Formación Macno
 - 3.3.2 Formación Contaya
 - 3.4 Paleozoico Superior
 - 3.4.1 Formación Tres Lagunas
 - 3.4.2 Grupo Ambo
 - 3.4.2.1 Formación Lavasen
 - 3.4.3 Grupo Copacabana
 - 3.4.4 Grupo Mitu
 - 3.5 Triásico - Jurásico
 - 3.5.1 Grupo Pucara
 - 3.6 Cretáceo inferior
 - 3.6.1 Grupo Goyllarisquizga
 - 3.6.2 Formaciones Chúlec – Pariatambo
 - 3.7 Cretáceo superior
 - 3.7.1 Grupo Pulluicana
 - 3.8 Cretáceo Superior - Paleógeno
 - 3.8.1 Formación Chota

3.9 Neógeno

3.9.1 Depósitos Cuaternarios

3.10 Bibliografía

4 MAGMATISMO

4.1 Rocas Plutónicas e Intrusivas

4.1.1 Introducción

4.1.2 Marco Geológico

4.1.3 Forma y Estructura del Batolito Gollón – Buldibuyo

4.1.4 Nomenclatura

4.1.5 Unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo

4.1.5.1 Formación Gabro diorita

4.1.5.2 Grupo Tonalitas – Granodioritas Gollón - Parcoy

4.1.5.2.1 Formación Granodiorita - Tonalita Gollón – La Lima

4.1.5.2.2 Formación Granodiorita Balsas

4.1.5.2.3 Formación Tonalita - Granodiorita Lavador

4.1.5.2.4 Formación Granito Chanchillo

4.1.5.3 Grupo Granitos Callangate – Río Yuracyacu

4.1.5.3.1 Formación Granitos Callangate

4.1.5.3.1.1 Granodiorita Los Alisos

4.1.5.3.1.2 Monzogranito Yalen

4.1.5.3.1.3 Monzogranito – Granodiorita Callangate

4.1.5.3.1.4 Monzogranito Enaben

4.1.5.3.2 Formación Granitos Malomea

4.1.5.3.3 Formación Granitos Buldibuyo

4.1.5.4 Cuarzomonzodiorita quebrada San José.

4.1.5.5 Granodiorita Tingo Grande

4.1.5.6 Formación Granodiorita La Montañita

4.1.5.7 Formación Granitos Chacanto

4.1.5.8 Xenolitos y Enclaves

4.1.5.9 Diques Graníticos

4.1.5.10 Diques Máficos

4.1.5.11 Metamorfismo de Contacto

4.1.5.12 Geoquímica

4.1.5.13 Dataciones

4.1.5.14 Interpretación y Discusión

4.1.5.15 Conclusiones

4.1.6 Intrusivos Cenozoicos

- 4.1.6.1 Formación Granitos El Huayo
- 4.1.6.2 Formación Dioritas – Dacitas Cerro Negro
- 4.1.6.3 Diabasa San Miguel

4.2 Rocas Extrusivas o Volcánicas

4.2.1 Formación Tres Lagunas

- 4.2.1.1 Introducción
- 4.2.1.2 Metodología
- 4.2.1.3 Distribución
- 4.2.1.4 Petrografía
- 4.2.1.5 Geoquímica
- 4.2.1.6 Interpretación

4.2.2 Formación Lavasen

4.2.2.1 Estratigrafía

- 4.2.2.1.1 Introducción
- 4.2.2.1.2 Metodología
- 4.2.2.1.3 Trabajos anteriores
- 4.2.2.1.4 Distribución geográfica
- 4.2.2.1.5 Expresión Morfológica
- 4.2.2.1.6 Límites estratigráficos
- 4.2.2.1.7 Columnas estudiadas
- 4.2.2.1.8 Contenido fósil
- 4.2.2.1.9 Distribución de Facies

4.2.2.2 Petrografía

- 4.2.2.2.1 Clasificación de los principales tipos de rocas
- 4.2.2.2.2 Análisis Complementarios

4.2.2.3 Geoquímica

- 4.2.2.3.1 Clasificación de Le Maitre
- 4.2.2.3.2 Diagramas AFM
- 4.2.2.3.3 Evolución de los Elementos mayores
- 4.2.2.3.4 Distribución de los Elementos traza

4.2.2.4 Discusión

4.2.2.5 Interpretación

Bibliografía

5 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

- 5.1 Introducción
- 5.2 Marco Geológico
- 5.3 Unidades Tectono - estratigráficas
- 5.4 Estructuras
 - 5.4.1 Foliaciones
 - 5.4.2 Estructuras del Paleozoico inferior
 - 5.4.3 Estructuras del Paleozoico superior
 - 5.4.4 Estructuras volcánicas
 - 5.4.5 Estructuras Meso – Cenozoicas
 - 5.4.5.1 Pliegues meso cenozoicos
 - 5.4.5.2 Fallas cenozoicas
- 5.5 Reactivación de estructuras
- 5.6 Disposición estructural de las vetas auríferas
- 5.7 Interpretación de la Deformación
 - 5.7.1 Análisis Estructural
 - 5.7.2 Estado de Esfuerzos

6 MINERALIZACIÓN

- 6.1 Introducción
- 6.2 Marco Geológico
- 6.3 Tipos de Depósitos
 - 6.3.1 Vetas en rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo
 - 6.3.1.1 Mineralogía de las vetas
 - 6.3.1.2 Composición química de las vetas
 - 6.3.1.3 Inclusiones Fluídas de las vetas
 - 6.3.1.4 Alteración Hidrotermal
 - 6.3.1.5 Edad de la Mineralización
 - 6.3.2 Vetas en el Complejo del Marañón y Rocas metasedimentarias
 - 6.3.3 Vetas en Rocas Volcánicas
 - 6.3.4 Depósitos de reemplazamiento
- 6.4 Metalogénesis
 - 6.4.1 Marco Geotectónico de la Mineralización
 - 6.4.1.1 Magmatismo Suprasubducción
 - 6.4.1.2 Estructuras Mayores
 - 6.4.1.3 Regimen de Tectónica de Placas
 - 6.4.2 Magmatismo y Mineralización
 - 6.4.2.1 Fluidos Mineralizantes
 - 6.4.2.2 Inclusiones fluídas
 - 6.4.3 Franjas Metalogénicas
 - 6.4.3.1 Franja metalogénica del Carbonífero a Triásico inferior
 - 6.4.3.2 Franja metalogénica del Jurásico a Cretáceo?
 - 6.4.3.3 Franja metalogénica del Cenozoico
 - 6.4.4 Mapa Metalogenico

7 INTERPRETACIÓN y CONCLUSIONES

ANEXOS

- Anexo 1: Ubicación de Análisis y reportes petrográficos
- Anexo 2. Microfotografías

“Geología del Batolito Balsas – Pataz – Buldibuyo”

1 GENERALIDADES

1.1 Introducción

El presente trabajo trata acerca de la distribución y las características petrográficas, geoquímicas de rocas graníticas, la Formación Lavasen y la estratigrafía de las unidades que conforman la caja del Batolito. Además se trata la distribución de la mineralización y el aspecto estructural en relación con las deformaciones y disposición de unidades en el marco tectónico regional.

1.2 Ubicación y accesibilidad

El área del proyecto (Figura 1) localizado en el centro norte del Perú; comprende parte de los departamentos de La Libertad, Amazonas, San Martín, Cajamarca entre las coordenadas 77° 15' y 77° 50' de longitud Oeste y 06° 30' y 08° 30' de latitud sur; entre las localidades de Buldibuyo en el sur y Balsas en el norte. Incluye el Valle del río Marañón y la Cordillera Oriental en el sector septentrional de los Andes Peruanos. Tiene una extensión aproximada de 6000 kilómetros cuadrados.

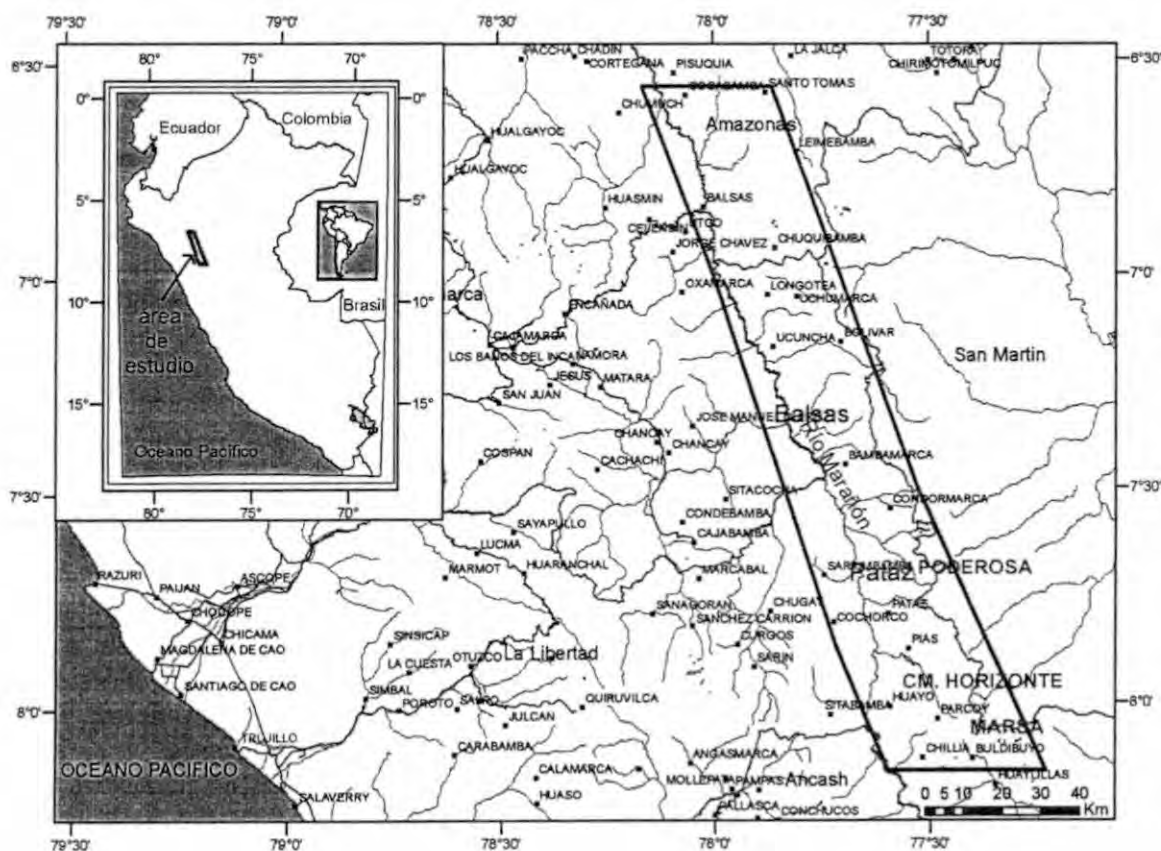


Figura 1. Mapa de ubicación del área del Proyecto GR 5 “Estudio Geológico del Batolito Balsas - Pataz – Buldibuyo.

Se puede llegar a la zona de estudio mediante vía terrestre a partir de la carretera panamericana norte siguiendo cualquiera de las siguientes carreteras de penetración:

- Trujillo – Huamachuco – Chugay – Aricapampa – Chagual – Pataz o Parcoy – Buldibuyo.
- Ciudad de Dios (divisoria Cajamarca) – Cajamarca – Celendín – Chacanto, de donde salen una vía a Bolívar y otra a Leimebamba – Chachapoyas.
- Existen otras vías alternativas en la parte sur desde Santa – Pallasca – Sihuas – Tayabamba - Buldibuyo, también se puede seguir esta ruta desde Huaraz.

Existen dos aeropuertos pequeños en Chagual y la Laguna Piaz que permiten llegar a la zona de estudio, mediante avionetas pequeñas que hacen servicio regular contratado por las empresas mineras que operan en la zona.

En su mayoría las vías carrozables permiten desplazarse en las áreas donde existen operaciones mineras, sin embargo, la mayoría del área del proyecto sólo es accesible mediante caminos de herradura.

1.3 Rasgos Fisiográficos

La Cordillera Oriental en el norte del Perú tiene una orientación NO –SE, alcanza altitudes hasta de 4,696 m.s.n.m; se extiende a lo largo de casi todo el territorio en sentido NO - SE, prolongándose al sudeste en territorio boliviano en tanto que en el norte del Perú termina a la altura de Lonya Grande, reaparece en territorio ecuatoriano y continua hacia Colombia. La cordillera esta separada de la llanura amazónica por la faja subandina oriental, ambas constituyen unidades morfológicas que definen un paisaje tipo selva baja y selva alta, respectivamente; que difiere notoriamente del paisaje cordillerano. La Cordillera Oriental se encuentra al este del valle longitudinal del río Marañón cuyas altitudes mínimas en el área del proyecto varían entre 600 a 700 metros sobre el nivel del mar, se trata pues de un profundo valle encañonado que tiene más de tres mil metros de desnivel, por lo cual las variables climatológicas son diversas, en particular por el hecho que la Cordillera Oriental constituye una barrera a los vientos alisios procedentes de la zona amazónica, por lo cual, las lluvias son más frecuentes en relación con la Cordillera Occidental. Su relieve es abrupto, poco accesible.

La zona de estudio comprende:

- Parte de la **Cordillera Oriental** donde se alcanzan elevaciones hasta de 4600 msnm., si bien la mayoría esta entre 3800 a 4300 metros de altura; constituye la divisoria de aguas de las cuencas hidrográficas de los ríos Marañón en el oeste y Huallaga al este, en sus parte altas tiene una morfología glaciar con valles en “U” y algunas lagunas y depósitos fluvio-glaciales testigos de tales procesos.
- El **valle del río Marañón** que tiene un recorrido de SE a NO paralelo a la Cordillera Oriental, en sus flancos se encuentran rocas paleozoicas y proterozoicas así como la rocas graníticas en su mayoría en el flanco que da a la cordillera. Tiene un relieve muy abrupto con diferencias de nivel hasta de 3000 metros y valles secundarios transversales que definen un paisaje fuertemente disectado.

El clima es variado desde la alta cordillera al fondo del valle del Marañón, se tienen desde climas fríos y húmedos hasta secos y muy calurosos, pasando por climas húmedos y templados en el sector nororiental del área de estudio. El clima cambia de acuerdo a la variación estacional a lo largo del año, asimismo la distribución de la vegetación esta en relación a las zonas y épocas de pluviosidad; así se tiene en partes

vegetación tipo selva alta y en otros casos vegetación rala y escasa tipo arbustos, hierbas y algunos árboles.

1.4 Planteamiento del Problema

Luego de revisar las publicaciones y trabajos realizados en relación con los rasgos geológicos del nororiente peruano se observa lo siguiente:

- Una notable disparidad en la información geológica que sirve de base a las diversas publicaciones y tesis presentadas.
- La información geológica que existe es muy limitada en relación con la vasta extensión de la Cordillera Oriental; la información geológica básica debe mejorarse.
- El basamento metamórfico tiene variaciones en sentido longitudinal y transversal a la cordillera y además, se desconoce su edad.
- De acuerdo con los mapas geológicos publicados las rocas plutónicas tienen una distribución amplia, especialmente al este y sudeste del área de Pataz.
- Poco se conoce de las estructuras y eventos tectónicos que han intervenido para modelar los rasgos morfológicos - estructurales que caracterizan a la cordillera, y la relación de estos con la mineralización.
- Existen publicaciones e informes que mencionan la presencia de algunas vetas auríferas asociadas con algunos cuerpos plutónicos a lo largo del área de estudio.
- Las rocas plutónicas en la Cordillera Oriental son emplazamientos de extensión regional, los pocos estudios hechos abarcan una extensión reducida en relación con el conjunto regional.
- La Cordillera Oriental constituye un macizo de rocas antiguas que limita secuencias mesozoicas en sus flancos oriental y occidental que corresponden a las cuencas Huallaga y Cajamarca, respectivamente.
- Existe una buena cantidad de información isotópica, geoquímica y dataciones en las inmediaciones de Pataz y Parcoy, ello debido al interés de las empresas mineras, por conocer las características de la mineralización; sin embargo, la información estratigráfica es aún imprecisa y requiere una revisión.

De acuerdo con la geología conocida en la Cordillera Oriental del norte del Perú se encuentra que existen cuerpos de rocas graníticas emplazados dentro de rocas del basamento y del Paleozoico superior. Entre Pataz – Buldibuyo, estos cuerpos graníticos contienen vetas de cuarzo con Au que vienen siendo explotadas por compañías mineras medianas y en otros casos se han explotado artesanalmente. Los cuerpos graníticos están delimitados por fallas de extensión regional. Además, se tienen rocas volcánicas asociadas espacialmente con las rocas graníticas.

Aproximadamente 20 km al sudeste de Bambamarca (cuadrángulo de Bolívar) se encuentra el yacimiento aurífero de La Lima que constituye el yacimiento más septentrional del distrito minero Pataz – Parcoy – Buldibuyo, constituido por depósitos tipo vetas de cuarzo y oro emplazadas mayormente dentro de rocas graníticas distribuidas en un corredor estructural a lo largo de 60 kilómetros.

El área entre los 6° 30' y 7° 30' se encuentra inmediatamente al norte del Batolito de Pataz, tiene rocas plutónicas aparentemente similares, al igual que las rocas de caja. Existen diferencias en cuanto a la edad de las rocas volcánicas registradas como Formación Lavasen, según la mayoría de autores que se han basado en la geología del

cuadrángulo de Pataz hecha por Wilson & Reyes (1964) consideran que tal unidad es del Terciario o Paleógeno – Neógena, sin embargo; Sánchez A. (1995) en la zona de Bolívar la considera del Paleozoico superior. Recientemente Zapata et. al. (2005) y Sánchez et. al. (2005) en el área Pataz – Parcoy – Buldibuyo mencionan la presencia de rocas sedimentarias del Carbonífero asociadas con las rocas volcánicas de la Formación Lavasen.

No existen estudios de las rocas graníticas y la posible mineralización asociada entre los 6° 30' y 7° 30' de latitud sur en la Cordillera Oriental (Bambamarca – Balsas - Santo Tomás). Sin embargo esta franja forma parte de la misma unidad morfoestructural donde se encuentra el distrito minero de Pataz – Parcoy – Buldibuyo; por lo cual la interrogante es acerca de las características que tienen las rocas graníticas entre los 6° 30' y 7° 30', su relación con aquellas de Pataz - Buldibuyo, y por cierto acerca de la presencia o no de mineralización asociada.

Por otra parte es necesario establecer la relación entre las rocas graníticas y las rocas volcánicas.

Asimismo, requiere explicación el origen de la mineralización y su relación con el magmatismo; el contenido de oro del Complejo del Marañón y el rol desempeñado con respecto a la mineralización. La edad de la mineralización, etc.

1.5 Objetivos

El objetivo general del estudio es contribuir al conocimiento de la geología de la Cordillera Oriental en el Norte del Perú, en la zona donde se encuentra el Batolito Balsas – Pataz – Buldibuyo

Se busca específicamente:

- Establecer la estratigrafía de las rocas paleozoicas a partir de la medición de secciones estratigráficas y su cartografía.
- Estudiar la petrología, geoquímica y edad de emplazamiento de las rocas ígneas.
- Conocer las rocas metamórficas en base a sus rasgos petrográficos y datación del metamorfismo.
- Estudiar las diversas ocurrencias de minerales metálicos, en relación con la roca que las alberga.
- Delinear los rasgos estructurales en el contexto regional y la deformación paleozoica.

Las hipótesis de trabajo que se plantean luego de evaluar la información existente son:

1. Las rocas ígneas intrusivas en el extremo septentrional de la Cordillera Oriental se han emplazado durante el Carbonífero.
2. La mineralización de oro se acumuló por procesos relacionados con el magmatismo que originó las rocas graníticas.
3. El Complejo del Marañón tiene una edad más antigua que el Ordoviciano.
4. Existe una relación genética entre las rocas ígneas plutónicas y las rocas volcánicas cartografiadas como Formación Lavasen.

1.6 Métodos de estudio

1. La etapa inicial, comprende la búsqueda y revisión de la información bibliográfica.

2. Luego se adquiere la información cartográfica de base, incluyendo imágenes y fotografías aéreas, procediendo a la interpretación y elaboración de mapas preliminares; que permiten programar el trabajo de campo.
3. Estudio de campo involucra la medición de columnas estratigráficas y el cartografiado de unidades estratigráficas, plutónicas incluyendo rocas metamórficas, e ígneas en general. A la vez se toma la información estructural, y las muestras necesarias para análisis y estudios de laboratorio.
4. En la etapa de gabinete se ha procedido al estudio y análisis de muestras de roca y de estructuras mineralizadas, así como a la elaboración de mapas, secciones, ilustraciones, etc.
5. Para el tratamiento, presentación e interpretación de los datos analíticos se han empleado los diagramas:
 - diagrama TAS (Total Alkalies vs Sílica) de Le Maitre et. al. (1989) usado para clasificación de rocas volcánicas en base a análisis químicos de elementos mayores.
 - el diagrama AFM, donde A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) es expresado como Alk en el diagrama triangular, F($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) representado como FeO^* y M (MgO); según la línea de división entre el campo Toleítico y Calco alcalino propuesta por Irving & Baragar (1971).
 - alcalinos versus sílice que permite separar los conjuntos o familias de rocas como alcalinas o subalcalinas.
 - así como los diagramas de Harker (1909) para elementos mayores,
 - además de los diagramas de tierras raras y “tela de araña” normalizados al manto primitivo de (Sun and McDon., 1989). Para la determinación del ambiente de formación de las rocas ígneas.

1.7 Importancia económica de la Cordillera Oriental

Una de las principales actividades económicas del Perú es la minería metálica y el aprovechamiento de recursos energéticos. La distribución de los depósitos minerales esta en relación con las características geológicas del territorio y respecto a su ubicación dentro del marco geotectónico global, adyacente a bordes de placas convergentes. En el Perú existen todavía vastas áreas con potencial para aumentar las reservas minerales y descubrir nuevos depósitos en regiones aún inexploradas. Por ello es conveniente investigar nuevas áreas con la finalidad de proveer información que oriente la búsqueda de recursos minerales y su aprovechamiento racional.

En la parte sur de esta región, “durante los últimos 100 años se han explotado más de 16 minas subterráneas entre Pataz, Parcoy y Buldibuyo que han producido aproximadamente 6 millones de onzas de oro y se estima que los recursos ascienden a 40 millones considerando la totalidad del cinturón” Haeberlin Y. (2002). Asimismo, este autor señala que “la combinación de edades isotópicas disponibles en el área de Pataz sugiere que la mineralización de oro (aproximadamente 314 – 312 Ma) posdata en 4 a 17 millones de años el emplazamiento del Batolito de Pataz (329 millones de años), su principal roca de caja” y que esta mineralización es de edad Carbonífera, lo cual amplía el campo de exploración a las áreas donde se encuentran estas unidades. Cuando se calcula la distribución de los principales depósitos productivos en el Perú, según las eras geológicas se tiene el siguiente cuadro de acuerdo con Steinmüller K., (1999):

| Depósitos Productivos | Era Geológica | | | |
|------------------------------------|------------------|----------------|---------------|---------------|
| | Proterozoico (%) | Paleozoico (%) | Mesozoico (%) | Cenozoico (%) |
| Depósitos de Cu | 0 | 3 | 7 | 90 |
| Depósitos de Zn | 0 | 0 | 26 | 74 |
| Depósitos de Pb | 0 | 0 | 15 | 85 |
| Depósitos de Ag | 0 | 2 | 4 | 94 |
| Depósitos de Au (sin Au detrítico) | 0 | 11 | 4 | 85 |

Se puede notar en las rocas proterozoicas que en el caso del Perú se consideran al Complejo Basal de la Costa, Complejo del Marañon, Complejos de Olmos Morropón, etc., no han sido exploradas o no contienen depósitos de los minerales y que las rocas paleozoicas han sido poco exploradas o albergan pocos depósitos minerales.

Resulta importante contribuir al conocimiento de la geología de la Cordillera Oriental y sus posibles recursos para vislumbrar las posibilidades de su exploración y aprovechamiento, mas aún considerando el rol que han desempeñado los macizos paleozoicos en la evolución de las cuencas meso-cenozoicas que caracterizan a los Andes peruanos.

2 CONTEXTO REGIONAL

2.1 Estratigrafía

En el área los estratos pre-ordovicianos conforman macizos del **Neoproterozoico y Cambriano-Ordoviciano inferior?**, que comprenden las unidades siguientes: a) un basamento de paragneis y paraesquistos polideformados, b) una unidad volcanoclástica compuesta presumiblemente de areniscas del Cambriano superior- Ordoviciano inferior, con rocas volcánicas basálticas a andesíticas, descrito en conjunto como el **Complejo del Marañon**; luego se tiene una secuencia pelítica algo pizarrosa, considerada como la **Formación Contaya** (Ordoviciano). La cobertura del Paleozoico inferior fue deformada débilmente durante una fase de colisión NO-SE presumiblemente durante el Ordoviciano tardío – Siluriano temprano, y luego durante el Devoniano tardío por la compresión NE-SO “Eoherciniana”.

Al oeste la Cordillera Oriental esta limitada por la depresión del Marañon que tiene una dirección NNO, en este flanco se ubican secuencias permocarboníferas y afloramientos delgados de unidades mesozoicas. Las **unidades Permo-Carboníferas** son: a) el Grupo Ambo que consiste de depósitos continentales del Misisipiano con lavas almohadilladas basálticas e intercalaciones de placolitos (sill) gabroides, (b) una secuencia de plataforma carbonatada reducida del Pensilvaniano – Permiano inferior registrada en mapas regionales como el Grupo Copacabana, y (c) las molasas rojas, continentales del Grupo Mitu del Permiano superior Triásico inferior.

Las rocas calcáreas del **Grupo Pucará** (Triásico superior – Jurásico inferior) y la secuencia silicico clástica del Cretáceo inferior con las calizas que le sobreyacen, conforman la cobertura mesozoica que se dispone mayormente en posición adyacente a la Cordillera Oriental.

2.2 Estructuras

Las rocas con mayor grado de metamorfismo dentro del **Complejo del Marañón** han sufrido polideformación (figura 2); pueden reconocerse hasta cuatro procesos de deformación que han dado lugar a las microestructuras que caracterizan a este metamorfismo de extensión regional. Los afloramientos del Complejo del Marañón están delimitados por fallas regionales que separan bloques con altitudes variables entre los 1800 y 3300 – 3400, ello puede advertirse al seguir itinerarios de oeste a este a partir del río Marañón en el sector norte del área de estudio y también en los perfiles sección; de modo que se tienen bloques del Complejo levantados desigualmente y en forma escalonada. La esquistosidad predominante varía de ONO – NO – N-S.



Figura 2. Bloque de gneis con pliegues disarmónicos segmentados y esquistosidades sobreimpuestas.

Las unidades del **Cambriano- Ordoviciano** registran menor grado de deformación y metamorfismo y se caracterizan por presentar esquistosidad penetrante simple, que no ha destruido aún la estratificación original del protolito. La **Formación Contaya** tiene buzamientos verticales y clivaje pizarroso moderado a suave de modo que en algunas localidades aún se preservan los restos fósiles, sobre todo en la región de Pataz.

En las rocas del **Carbonífero** se observan inclinaciones y pliegues moderados y afloramientos limitados por fallas en el sector oriental del río Marañón. Se tienen relaciones de discordancia angular sobre las rocas más antiguas y en algunos casos presencia de conglomerados.

El **Permiano Triásico inferior** es una secuencia mayormente continental con buzamientos moderados a suaves, especialmente al este de Bolívar donde puede notarse capas subhorizontales a alturas de 4000 metros; los pliegues son de arrastre en relación a fallas regionales.

El **Grupo Pucará** ha sido deformado por la tectónica andina de modo diferente, según su ubicación y posición con respecto a los bloques de rocas del basamento. Las **rocas cretácicas** han sido plegadas y falladas y como resultado se tiene la zona imbricada descrita por Wilson J., Reyes, L., (1964), ubicada al oeste del bloque conformado por rocas paleozoicas y del Neoproterozoico. Entre bloques de rocas antiguas se observan bloques descendidos de rocas mesozoicas, a modo de graben.

En general los pliegues y fallas siguen la dirección andina NO – SE, con algunos cambios leves en la dirección de las estructuras por ejemplo entre Celendín y Balsas.

La deformación del Paleozoico inferior supone una fase de colisión NO-SE presumiblemente durante el Ordoviciano tardío – Siluriano temprano, y luego durante el Devoniano tardío ocurre la compresión NE-SO “Eoherciniana”. Durante el Missisipiano, se emplazan rocas plutónicas, que albergan junto con las pizarras ordovicianas, vetas de oro orogénico datadas a 314 Ma. El evento de mineralización es un marcador tardío de los procesos corticales y sugiere una margen convergente en levantamiento y una adición de calor en una corteza engrosada (Haerberlin, 2002).

La deformación a fines del paleozoico se caracteriza por subsidencia de cuencas y la apertura de rifts intracontinentales que dan lugar a los depósitos molásicos del Grupo Mito. La tectónica andina en compresión comienza en el Cretáceo superior, continua en el Eoceno tardío y define las estructuras que se observan en la actualidad en el Mio – Plioceno como son los pliegues y fallas que caracterizan a las unidades mesozoicas y cenozoicas, reactivando fallas antiguas del Paleozoico.

2.3 Tectónica global

La Cordillera Oriental dentro del contexto de la tectónica global correspondería al borde occidental del continente Gondwana que se habría diferenciado ya en el Cambriano de acuerdo al esquema paleogeográfico (figura 3) siguiente, tomado de Haerberlin, (2002). Allí, se observa que las Sierras Pampeanas de Argentina, la Cordillera Oriental del sur del Perú - Bolivia y la Cordillera Oriental del Norte del Perú conformaban una cadena continua ubicada en el borde.

Ages of the orogenic gold provinces

- ▲ Silurian
- + Devonian
- ★ Carboniferous
- * Permian
- middle and late Paleozoic (undifferentiated)
- ? Prospective areas

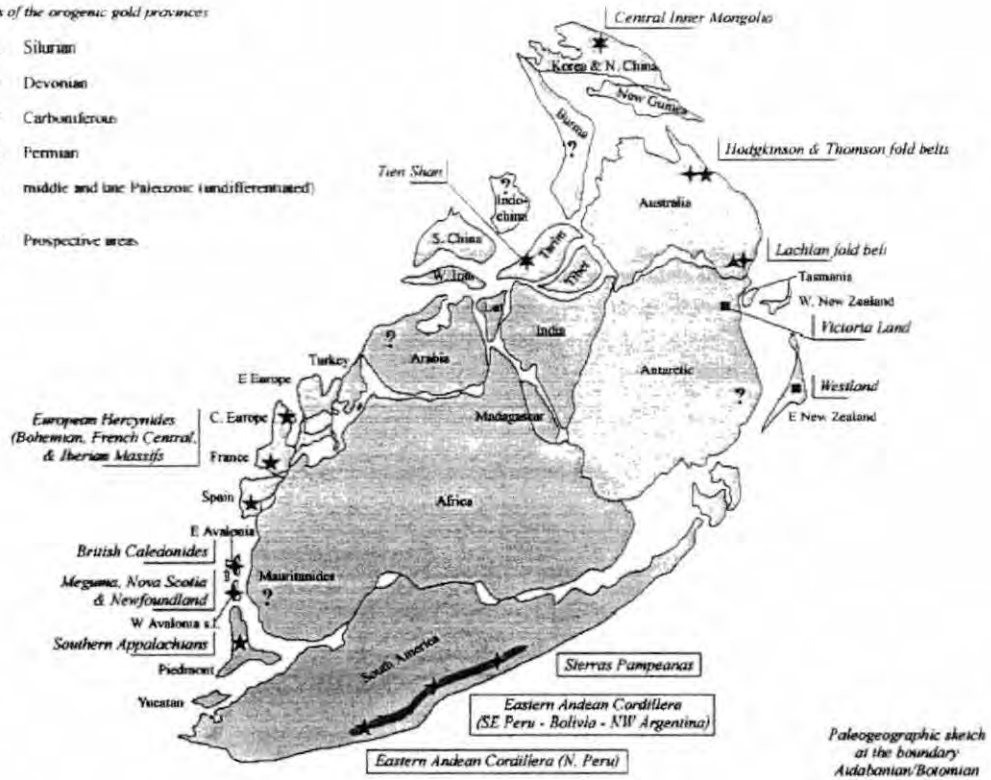


Figura 3. Esquema paleogeográfico del supercontinente Gondwana en Tiempo del Cambriano, tomado de Haerberlin, (2002)

En la interpretación de la evolución geodinámica del norte peruano, existen dos ideas divergentes acerca de la conexión entre Gondwana y Laurentia durante el Paleozoico inferior, una que considera una colisión continente-continente para desarrollar el Orógeno Famatiniano – Apalachiano (Dalla Salda et. al 1992 a,b; Dalziel et. al. 1994; en Haerberlin et. al. 2002) seguida por la formación de Valles tectónicos en el cratón Laurentia y otra que postula la actuación de terrenos alóctonos de afinidad Laurentiana desplazados y que fueron acrecionados a la margen sudamericana en el Ordoviciano tardío al Devoniano tardío.

Por su parte Jaillard et. al. (2000) considera que la proto margen andina en el norte del Perú permaneció como una margen activa desde el Ordoviciano al presente. Haerberlin & Fontboté, en Haerberlin (2002), consideran hasta cinco episodios de evolución en la Cordillera Oriental del norte peruano señalando que constituye un fragmento de antepaís en una faja orogénica y que además hubo desprendimiento de terrenos que corresponderían a la prolongación septentrional del terreno Arequipa – Antofalla (figura 4), ubicado al oeste de la Cordillera Oriental durante el Misisipiano y con posterioridad al Permo-triásico, los que migraron hacia el norte, tales terrenos podrían corresponder al microcontinente compuesto Oaxaca – Acatlán ubicado actualmente en México?.

PREME = Precordillera - Mejillonia
 CABA = Cuyania-Antofalla-Belén-Arequipa
 P = Pampia
 RLP = Río de La Plata
 SF = San Francisco
 EW = Ellsworth-Whitmore
 M = Madagascar

■ Pannotia
 ■ Sweatina
 xxxx arco magmático famatiniano
 — zona de subducción
 — sutura de Mozambique

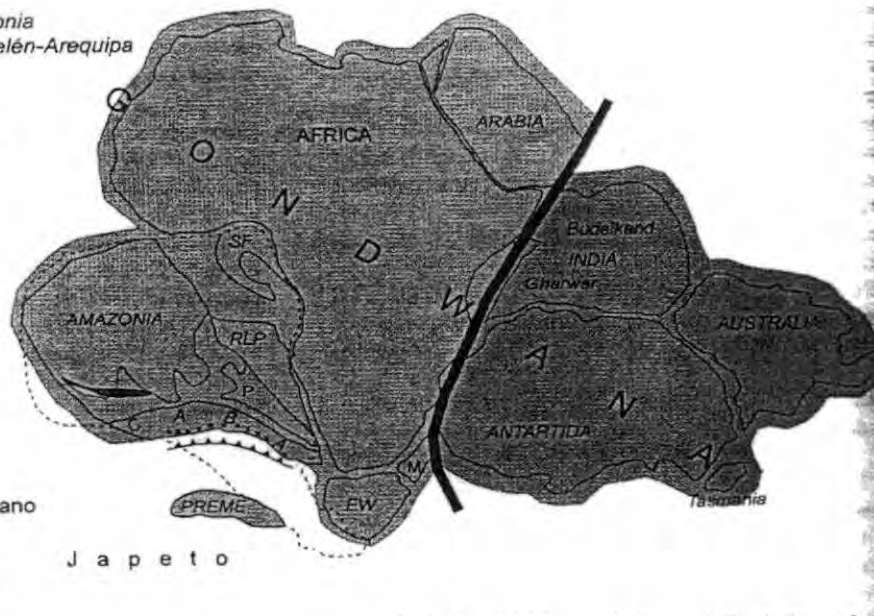


Figura 4. Otro esquema paleogeográfico para el origen del Continente Gondwana alrededor de los 500 M.a. Tomado de Sureda y Omarini (1999), en el que se puede ubicar aproximadamente la Cordillera Oriental del Norte del Perú.

Luego de la orogenia eoherciniana se interpreta el desarrollo de un arco magmático y apertura de cuencas transtensivas en el Carbonífero inferior que luego da lugar a procesos corticales tectono – termales relacionados a una margen convergente en ascenso (Haeberlin, 2002). Dalmayrac et. al. (1988) describen los dominios continental y marino en relación a los rasgos geológicos conocidos, consideraban que la subducción se habría iniciado durante el Permiano.

El batolito Balsas – Pataz- Buldibuyo se relaciona (Haeberlin, 2002) con la actividad magmática del Carbonífero y el Grupo Ambo a las cuencas transtensivas en tanto que la mineralización aurífera de la zona de Pataz es vinculada a los eventos tectono – termales ocurridos en la corteza.

3 ESTRATIGRAFÍA

3.1 Introducción

El Batolito de Gollón – Buldibuyo (Sánchez, Capítulo 4) se encuentra emplazado en rocas metamórficas del Neoproterozoico y rocas sedimentarias - volcánicas del Paleozoico, las mismas que conforman el “Geoanticlinal del Marañón” mencionado por Benavides, 1956, Wilson 1963; el cual ocupa la mayor parte de la Cordillera Oriental y el valle del Marañón, de acuerdo con el Mapa Geológico del Perú (INGEMMET 1999). El Complejo del Marañón, la Formación Contaya y el Grupo Ambo constituyen la roca caja del batolito en la parte norte del Perú y han sido descritas por Wilson y Reyes (1964), Wilson et. al. (1967), Sánchez, A. (1995), Sánchez, J., et. al., (1998), Sánchez J. y Jacay J., (1997), en publicaciones realizadas en el marco del Programa de levantamiento de la Carta Geológica Nacional. Schreiber et. al. (1990), Vidal et. al. (1995), Haerberlin, Y., (2002) trataron las unidades estratigráficas adyacentes al Batolito entre Patay y Buldibuyo en el marco de investigaciones relacionadas a los yacimientos auríferos.

No obstante, las características de dichas unidades son aún poco conocidas, como en el caso del Complejo del Marañón, la posición estratigráfica de la Formación Vijus descrita por Haerberlin, (2002), la Formación Lavasen considerada inicialmente de edad terciaria (Tabla 3.1) por Wilson y Reyes (1964), luego como una secuencia del Carbonífero superior – Permiano inferior infrayacente al Grupo Mitu (Sánchez, 1995), y recientemente como carbonífera por Zapata et. al. (2005); otros autores aún la consideran del Terciario.

| WILSON Y REYES 1964 | W. SCHREIBER 1989 | A. SANCHEZ F. 1995 | Y. HAEBERLIN 2002 | PROYECTO GR-5 |
|---------------------|---|---------------------|---------------------|--------------------|
| Dep. Cuaternarios | Dep. Cuaternarios | Dep. Cuaternarios | Dep. Cuaternarios | Dep. Cuaternarios |
| Fm. Lavasen | Fm. Lavasen | | Fm. Lavasen | |
| | Fm. Chota | Fm. Chota | Fm. Chota | Fm. Chota |
| | | Fm. Celendin | | Fm. Celendin |
| | | Fm. Cajamarca | | |
| Fm. Rosa | | Gpo. Quilquiñan | | Gpo. Pullucana |
| | | Gpo. Pullucana | | Fm. Pariatambo |
| Fm. Crisnejas | Fm. Crisnejas | Fm. Pariatambo | Fm. Crisnejas | Fm. Chulec |
| | | Fm. Chulec | | Fm. Inca |
| Gpo. Goyllarisquiza | Gpo. Goyllarisquiza | Fm. Inca | Gpo. Goyllarisquiza | Fm. Goyllarisquiza |
| Gpo. Pucara | Gpo. Pucara | Gpo. Goyllarisquiza | Gpo. Pucara | Gpo. Pucara |
| Grupo Mitu | Grupo Mitu | Gpo. Pucara | Grupo Mitu | Grupo Mitu |
| Gpo. Copacabana | | Grupo Mitu | Gpo. Copacabana | Gpo. Copacabana |
| | | Gpo. Copacabana | | |
| | | Fm. Lavasen | | |
| Grupo Ambo | Grupo Ambo | Grupo Ambo | Grupo Ambo | Grupo Ambo |
| | | | | Fm. Lavasen |
| | | | | Fm. Tres Lagunas |
| Fm. Contaya | | Fm. Contaya | Fm. Contaya | Fm. Contaya |
| | | | Fm. Vijus | Fm. Macno |
| Complejo Marañón | Complejo Marañón Fm. Contaya Meta-volcanicas Filitas | Complejo Marañón | Complejo Marañón | Complejo Marañón |

Tabla 3.1 Unidades estratigráficas identificadas por diversos autores en el área del Batolito Gollón – Buldibuyo. Proyecto GR 5 se refiere a este estudio.

Corrección Estratigrafía
CONTENIDO

3 ESTRATIGRAFIA

- 3.1 Introducción
- 3.2 Neoproterozoico
 - 3.2.1 Complejo Maraón
- 3.3 Paleozoico Inferior
 - 3.3.1 Formación Macno
 - 3.3.2 Formación Contaya
- 3.4 Paleozoico Superior
 - 3.4.1 Formación Tres Lagunas
 - 3.4.2 Grupo Ambo
 - 3.4.2.1 Formación Lavasen
 - 3.4.3 Grupo Copacabana
 - 3.4.4 Grupo Mitu
- 3.5 Triásico - Jurásico
 - 3.5.1 Grupo Pucara
- 3.6 Cretáceo inferior
 - 3.6.1 Grupo Goyllarisquizga
 - 3.6.2 Formaciones Chúlec - Pariatambo
- 3.7 Cretáceo superior
 - 3.7.1 Grupo Pullucana
- 3.8 Cretáceo Superior - Paleógeno
 - 3.8.1 Formación Chota
- 3.9 Neógeno
 - 3.9.1 Depósitos Cuaternarios
- 3.10 Bibliografía

Se ha revisado esencialmente la estratigrafía de las unidades del Paleozoico teniendo en cuenta su relación con el Batolito Gollón – Buldibuyo y la presencia de rocas volcánicas asociadas espacialmente con aquel. Mediante la fotointerpretación, el cartografiado geológico a lo largo de itinerarios en el terreno y la medición de algunas secciones estratigráficas se ha elaborado el mapa geológico del área de estudio (Figura 3.1). Se han definido algunas unidades como las formaciones Macno y Tres Lagunas, consideradas anteriormente como parte del Complejo del Marañón y de la Formación Lavasen, respectivamente; a la vez que se precisa la posición estratigráfica de estas unidades y sus relaciones de contacto con las rocas graníticas.

Además, existe en la zona una cobertura discontinua de unidades sedimentarias del Mesozoico, yaciendo sobre el macizo Neoproterozoico – Paleozoico (Geoanticlinal del Marañón) y en ambos flancos de la Cordillera Oriental. Hacia el oeste en la cuenca Chavín (Figura)descrita por Cobbing et. al. (1980), están más desarrolladas las unidades sedimentarias del Cretáceo, y asimismo hacia el este en la cuenca Huallaga (Rodríguez A. & Chalco A., 1975), que es parte de la Cuenca Oriental Peruana mencionada por Cobbing et. al. (1980).

En amplitud regional se distinguen: el Complejo del Marañón esencialmente de naturaleza metamórfica, unidades del Paleozoico inferior siliciclásticas con leve metamorfismo, una sucesión sedimentario volcánica del Paleozoico superior; la secuencia carbonatada del Triásico superior – Jurásico inferior, todas ellas en relación discordante tanto con las unidades subyacentes como con las unidades sobreyacentes. Cubre a las unidades mencionadas la secuencia siliciclástica del Cretáceo inferior que yace en relación concordante con formaciones calcáreas del Albiano al Cretáceo superior.

3.2 Neoproterozoico

De acuerdo con la posición estratigráfica y el grado de metamorfismo, se consideran como las rocas más antiguas de la región que conforman el basamento cristalino sobre el cual se han desarrollado cuencas paleozoicas y mesozoicas que están representadas por las unidades sobreyacentes que se trataran mas adelante.

3.2.1 Complejo del Marañón

Los mejores afloramientos de esta unidad se encuentran como franjas de dirección NO – SE de aproximadamente 30 x 10 km en el sector norte del área en el valle del río Marañón, al norte de Balsas, constituyen cuerpos alargados de altitud diferente entre Santo Tomás y Yomblón (Figura 3.1), entre Poña y Utco existe otro afloramiento limitado por fallas en su contacto oriental. En el sector sur existen varios afloramientos, uno de ellos ubicado entre el valle del Chusgón y Vijus tiene más de 40 km de largo, en tanto que al oeste de El Huayo en el camino a Usca y Sitabamba se encuentra el afloramiento más extenso que tiene mas 30 km de ancho en ambos lados del Marañón el cual se prolonga hacia el sudeste y noroeste alcanzando una longitud mayor de 80 km (fuera del área), se le encuentra en la carretera Tayabamba – Sigwas.

El Complejo del Marañón esta compuesto de filitas, esquistos, gneises y cuerpos plutónicos con foliación moderada, también se encuentran cuerpos de metavolcánicas rocas metasedimentarias, diques máficos deformados, vetas y cuerpos irregulares de cuarzo, también pueden existir algunos cuerpos y diques pegmatíticos con feldespato potásico, cuarzo y muscovita. El relieve que caracteriza a estas rocas es accidentado y desértico.

En el sector Norte en las localidades de San Vicente de Pusac, Huanabamba, Balsas, Chacanto Tuen y en el Sector de Cocabamba -Tuen, se aprecian esquistos con mayor desarrollo de bandas cuarzosas, esquistos anfíbolíticos, gneises cuarzo feldespáticos, donde la foliación tiene orientación NO – SE con inclinaciones moderadas a fuertes al SO y NE. En los alrededores de Poña y hacia el norte de Lavador, se encuentran paragneises (Lámina 3.1, a) gneises migmatíticos, esquistos, anfíbolitas, filitas y algunas apófisis de rocas intrusivas. existen también algunos ortogneis de composición tonalítica a granodiorítica de extensión limitada en el camino

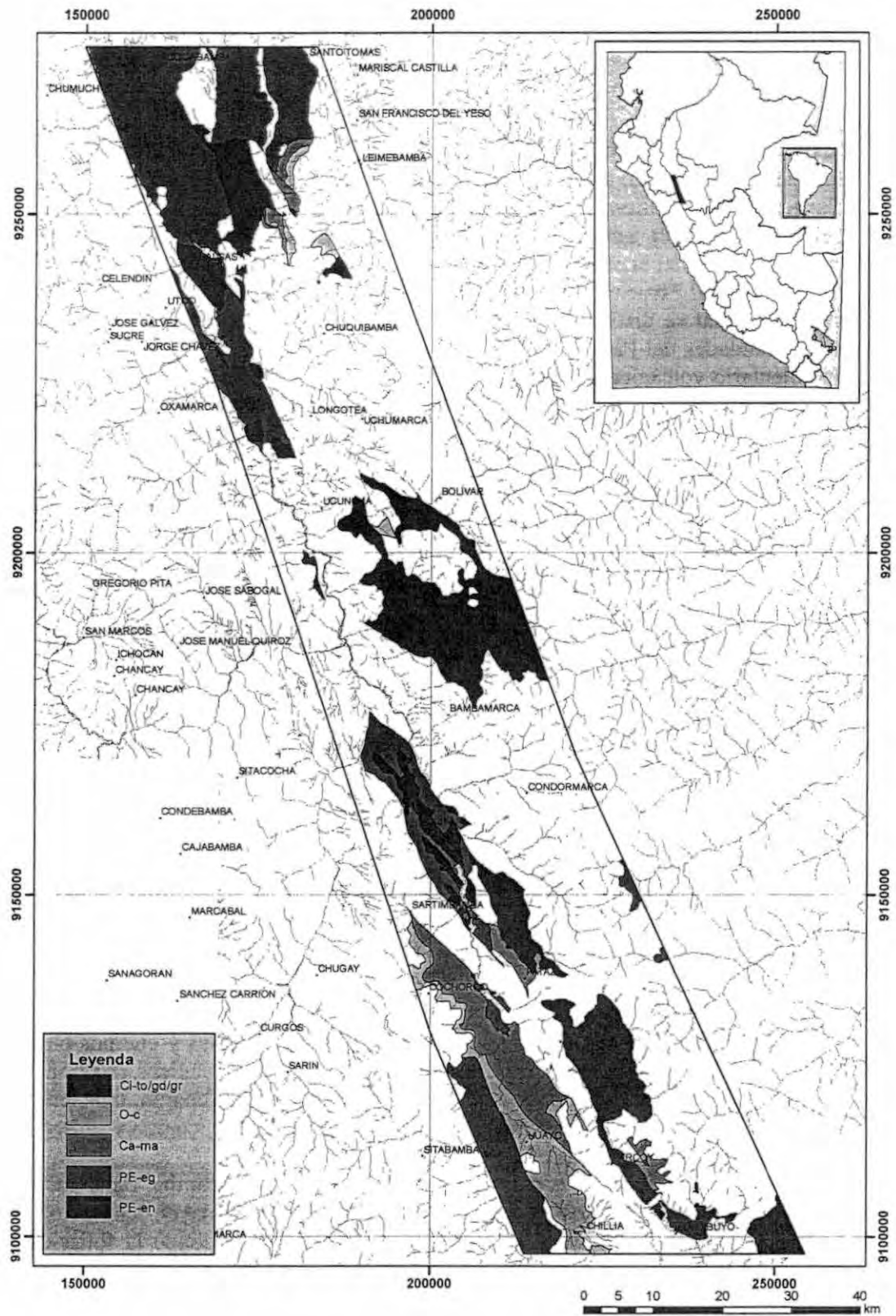


Figura 3.2 Mapa de afloramientos del Complejo Marañón (PE-en), Formación Macno (Ca-ma), Formación Contaya (O-c) en relación al Batolito de Gollón - Buldibuyo. (Ci-to/gd/gr).

Este macizo se extiende hasta Vijus.

Hacia el sur entre Pataz – Parcoy las rocas de metamórficas ocurren como pequeños afloramientos y son mayormente filitas grises y verdes con algunos esquistos micáceos y esquistos grafitosos de extensión limitada. Aunque al oeste de El Huayo se encuentra un gran macizo constituido

por gneises graníticos de texturas granolepidoblásticas y tectónicas, que destacan por la presencia de feldespatos de gran tamaño. En este caso la asociación mineral incluye cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita ± granate + muscovita + clorita.

El metamorfismo regional del Complejo del Marañón en la zona de estudio corresponde mayormente a las facies esquistos verdes a anfibolita de bajo grado (Figura 3.4), en los que puede notarse por lo menos cuatro etapas de deformación de acuerdo con las estructuras y microestructuras observables. Se puede reconocer esquistosidad penetrante con remanentes de una foliación discordante más antigua, aquella a su vez ha sido sobre impuesta por un clivaje de crenulación levemente penetrativo y finalmente se observa un clivaje discontinuo débil.

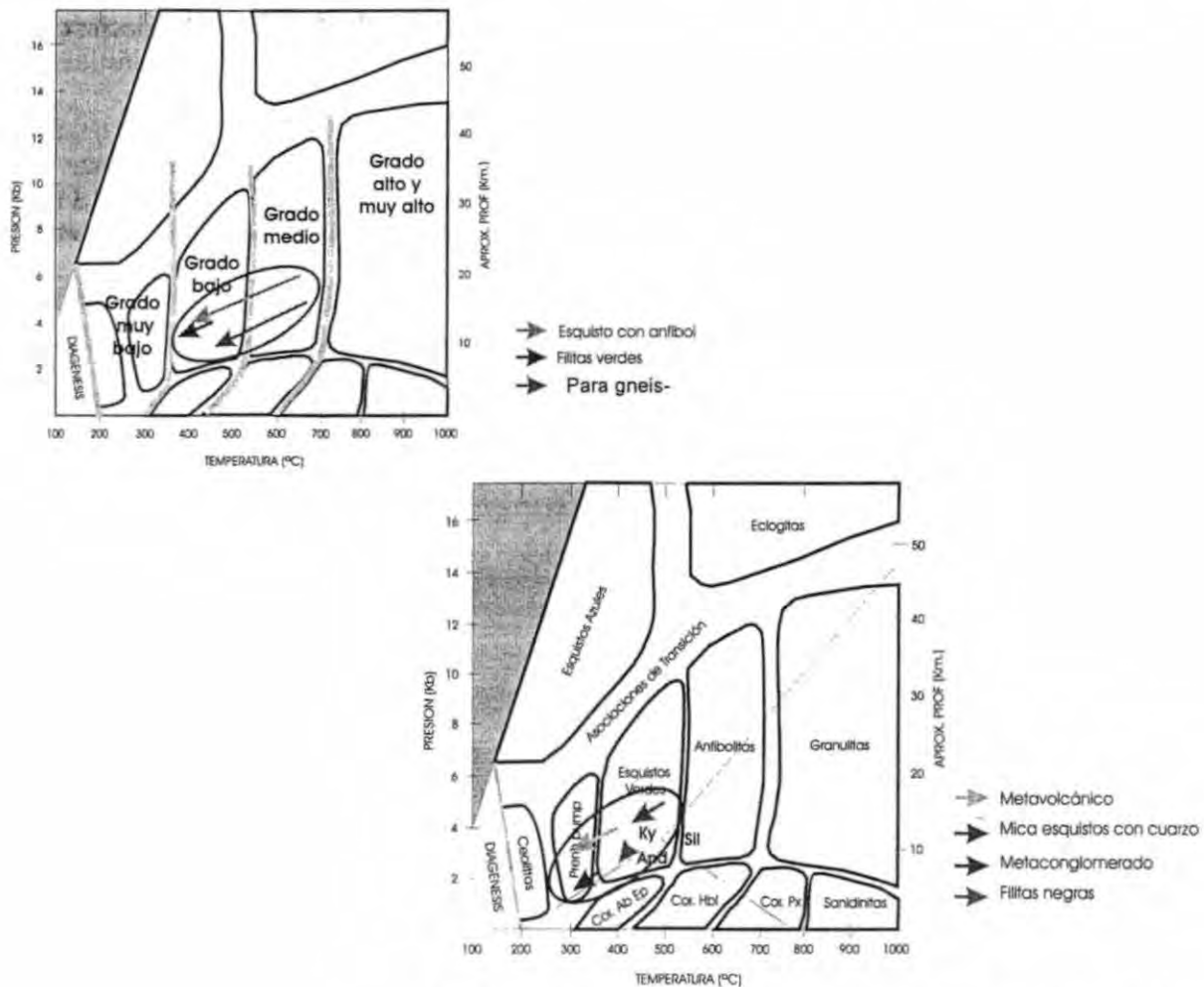


Figura 3.4 Grado y facies metamórficas de las rocas de Balsas – Tuen y Pucarito – Calemar, modificado de Soaña, J., 2006

Las rocas metamórficas del Complejo del Marañon en su mayor parte representan a rocas sedimentarias silicico clásticas y volcanitas máficas e intermedias que fueron intrusionadas por cuerpos graníticos, diques oscuros y que luego han soportado un metamorfismo regional sobreimpuesto al metamorfismo de contacto. Los protolitos sedimentarios fueron más comunes hacia el Noreste a diferencia de los protolitos ígneos que al parecer predominaron hacia el oeste y sudoeste.

Edad y Correlación

El Complejo del Marañon subyace a las formaciones Macno y Contaya, que se consideran del Cambriano-Ordoviciano, tal posición estratigráfica permite considerarlo de edad Neoproterozoica y posiblemente Cambriana inferior.

Las rocas del Complejo del Marañon son similares en litología, grado de metamorfismo, posición estratigráfica con las rocas metamórficas polideformadas del Perú central descritas por Mégard (1978) y Dalmayrac et. al. (1980) quien ha obtenido edades U/Pb entre 630 y 610 millones de años en gneises que se encuentran al Este de la ciudad de Huánuco. El Complejo del Marañon es correlacionable con parte del Complejo de Olmos descrito por Caldas J., y Reyes L., (1987), con las rocas metamórficas de los cerros de Illescas (Caldas et. al. 1980), con los macizos de Huaytapallana, Huaytapallakaru, Maraynioc – Mayrazo y Chupan - Huasahuasi en el Perú central (Megárd, 1979).

Schaltegger et. al. (2006) ha determinado una edad concordia U-Pb de 477.9 ± 4.3 Ma, en un leucosoma foliado proveniente de un paragneis con granates del Complejo del Marañon, localizado al sur del plutón de Balsas, ellos interpretan esta edad como el evento que generó el leucosoma. Además, han obtenido edades de cristalización de zircón magmático incluido en el gneiss granítico que se encuentra entre Sitabamba y Ushca, que es una continuación del macizo localizado en el extremo sudoeste del área (Figura 3.1), reportan edades de 442.4 ± 1.4 y 445.9 ± 2.5 Ma. Consideran que el Complejo del Marañon debe comprender dos unidades separadas, una antigua que fue metamorfoseada con anterioridad a los 474 Ma, y una unidad más joven que presumen puede contener detritos derivados de la faja magmático de 470 Ma.

Una diorita de grano medio emplazada dentro del gneis granítico, en el camino Huayo a Ushca ha rendido una edad Ar-Ar de 399.8 ± 1.8 Ma, indicando que el gneis es más antiguo que este roca.

En resumen las dos unidades que Schaltegger et. al. (2006), mencionan para el Complejo del Marañon deben corresponder a la Formación Macno en el caso de la unidad más joven y la más antigua a las rocas metamórficas registradas en el mapa geológico (Figura 3.1) como Complejo del Marañon. Sin embargo éste, tiene diversos componentes cuyos protolitos fueron volcánicos, plutónicos y sedimentarios, y su cronología aún es imprecisa.

3.3 Paleozoico Inferior

Las formaciones Macno y Contaya conforman la secuencia del Paleozoico inferior que se encuentra a modo de ocurrencias discontinuas entre Buldibuyo y Santo Tomás, constituyendo parte de las rocas de caja del Batolito Gollón – Buldibuyo. En el sector sur entre Sartimbamba y Chillia tienen afloramientos continuos y mejor expuestos, en cambio en el sector norte del Batolito, los afloramientos son aislados y discretos, se encuentran al este y al sur del Abra Barro Negro en la carretera Balsas a Leimebamba.

3.3.1 Formación Macno

Esta unidad consiste de rocas metasedimentarias clásticas que han sido registradas por Galdos J. (2006) en el mapa geológico del cuadrángulo de Pataz, como una secuencia metasedimentaria que constituye la parte superior del Complejo del Marañon cartografiado por Wilson y

Reyes (1964). Esta unidad es particularmente continua y tiene buenos afloramientos entre Aricapampa y Chagual, en el río San Miguel y en la carretera Chagual – Parcoy; entre Bella Aurora y Vaquería siguiendo la carretera a Chillia. También, se le encuentra entre Molino Viejo y Aragostay, y desde Pataz hasta Zarumilla. Al norte, en el cuadrángulo de Leimebamba se observan rocas metasedimentarias al oeste de Santo Tomás y en la localidad de Las Achupas.

Considerando, sus características litológicas diferentes de las rocas metamórficas subyacentes, así como su extensión regional, posición estratigráfica, grosor, etc., se le ha separado como una formación que toma el nombre de la localidad de Macno, en la Carretera Chagual-Parcoy (Cuadrángulo de Pataz). La columna parcial medida en el tramo de la carretera Bella Aurora – puente San Miguel (Figura 3.5), es la más representativa de tal unidad. Otras secciones de referencia se tienen en el tramo Aricapampa-Chagual, entre Bella Aurora y Vaquería.

Litología y grosor

Se distingue claramente las siguientes secuencias principales: a la base meta areniscas de grano medio a grueso, grises, en estratos de 0.30 a 1 m de grosor, con intercalación de niveles delgados de metapelitas gris oscuras, algunos conglomerados finos (Lámina 3.2, A) y areniscas conglomerádicas de coloración gris verdosa

Luego hacia la parte media se observa 240 m de rocas metapelíticas pizarrosas, con meta areniscas. Los grosores de estratos varían entre 0.15 a 0.80 m. En las meta areniscas destacan clastos redondeados de cuarzo hialino de mayor tamaño y clasificación regular. En la parte media superior se tiene 130 m de una secuencia de meta areniscas, cuarcitas, con intercalaciones delgadas de meta pelitas gris oscuras (Lámina 3.1 C) en estratos de 0.50 a mayores de 1 m de grosor, las que se incrementan hacia el techo. Es frecuente la presencia de cuarzo con extinción ondulante y muscovita. También se reconocen cuarcitas, calizas marmolizadas, metapelitas y metareniscas en las que aún se puede identificar la estratificación, y una esquistosidad débil a moderada que ha deformado levemente los clastos ocasionando una orientación de los mismos, con leve desarrollo de sombras de presión (Lámina 3.2, B). La parte superior consiste de 210 m donde alternan metapelitas grises y metareniscas en estratos medios a delgados.

Generalmente en la Formación Macno se observa estratificación y formas de estratos definidas. Bajo el microscopio se puede notar micro estructuras orientadas resultantes de una deformación mecánica por presión dirigida. Se puede describir como una esquistosidad incipiente casi paralela a la S_0 , sin pliegues y micropliegues evidentes, no obstante en algunos lugares próximos a fallas regionales la deformación ha sido más intensa.

El grosor de esta unidad se estima que es mayor de 2000 metros entre el puente San Miguel y Macno en la carretera Chagual a Retamas. Otra sección de grosor similar se observa entre Aricapampa y Chagual.

Edad y Correlación.

Las rocas metasedimentarias de la Formación Macno yacen en leve discordancia angular sobre filitas y esquistos del Complejo del Marañón, en la desembocadura del río San Miguel. Su límite superior esta marcado por una discordancia leve con las pelitas sobreyacentes de la Formación Contaya; que se puede observar en las localidades de la Tranca, al sur de Soquian, en el flanco izquierdo del Marañón al sudeste de Succha; que yacen sobre la secuencia metasedimentaria.

En la quebrada Ventanas la Formación Macno esta cubierta en discordancia angular por lavas de la Formación Tres Lagunas a la vez que esta cortada por vetas de cuarzo que suelen tener contenido de oro, diques afaníticos oscuros, diques graníticos y apófisis del Batolito Gollón – Buldibuyo. También se observan vetas y algunos diques entre Corrales – Soquian – Succha. De acuerdo a su posición estratigráfica se le atribuye una edad cambriana a ordoviciana inferior, aunque no se ha logrado identificar restos fósiles. La Formación Macno es correlaciona-

da con unidades similares que se encuentran en la parte occidental de la región de Huánuco y al sudeste de Jauja. Es equivalente a la "Serie Ollantaytambo" descrita en la Cordillera de Vilcabamba en la región del Cuzco con un grosor aproximado de 1500 metros (Marocco y Zavaleta, 1974), también con las secuencias que afloran a lo largo de los ríos Choimacota y Acón (cuadrángulo de Huanta) descritas por Megárd (1979).

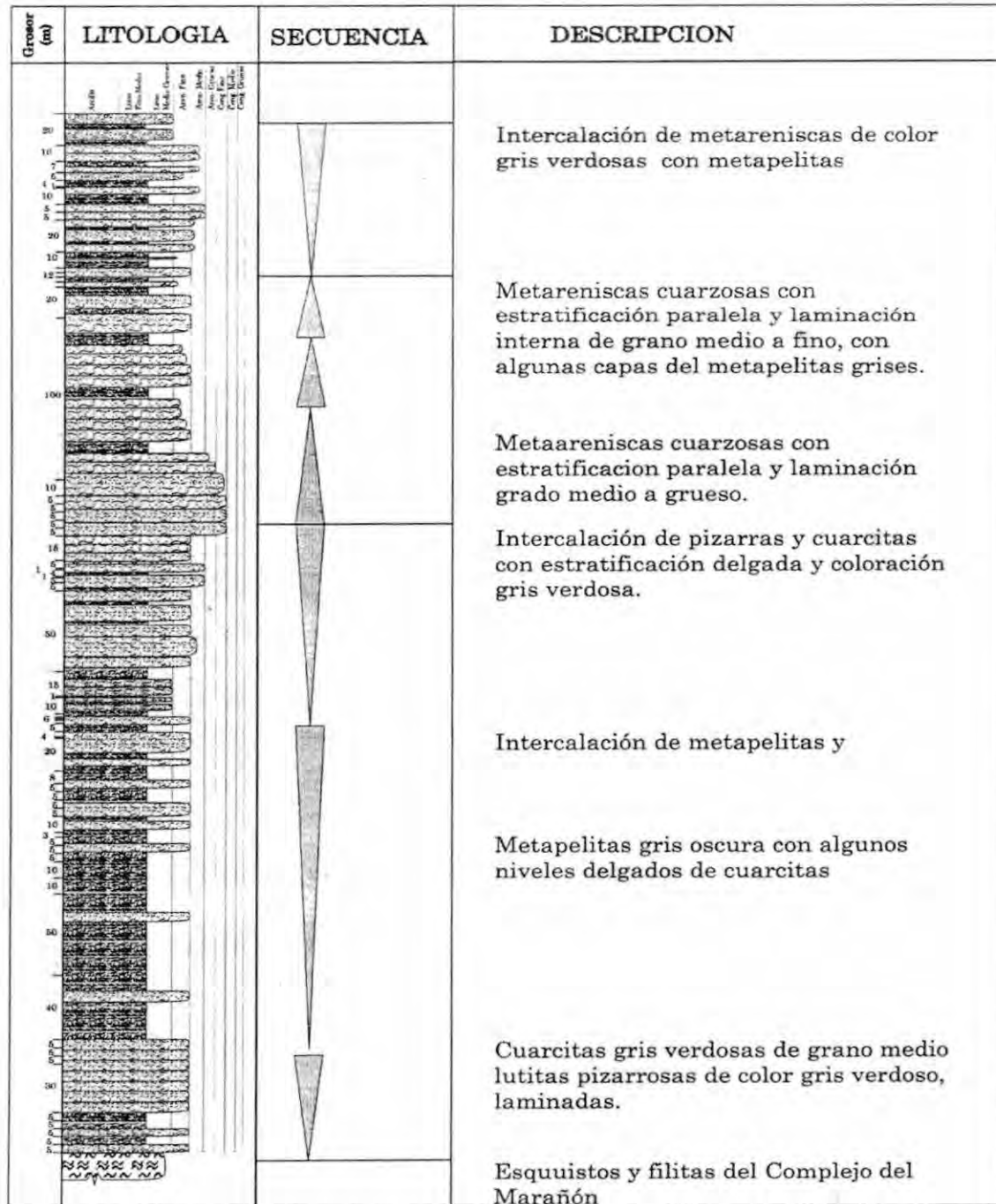


Figura 3.5. Sección estratigráfica de la Formación Macno medida en la localidad de Macno, entre Bella Aurora y Puente San Miguel. Se caracteriza por la alternancia de capas de metapelitas y metareniscas.

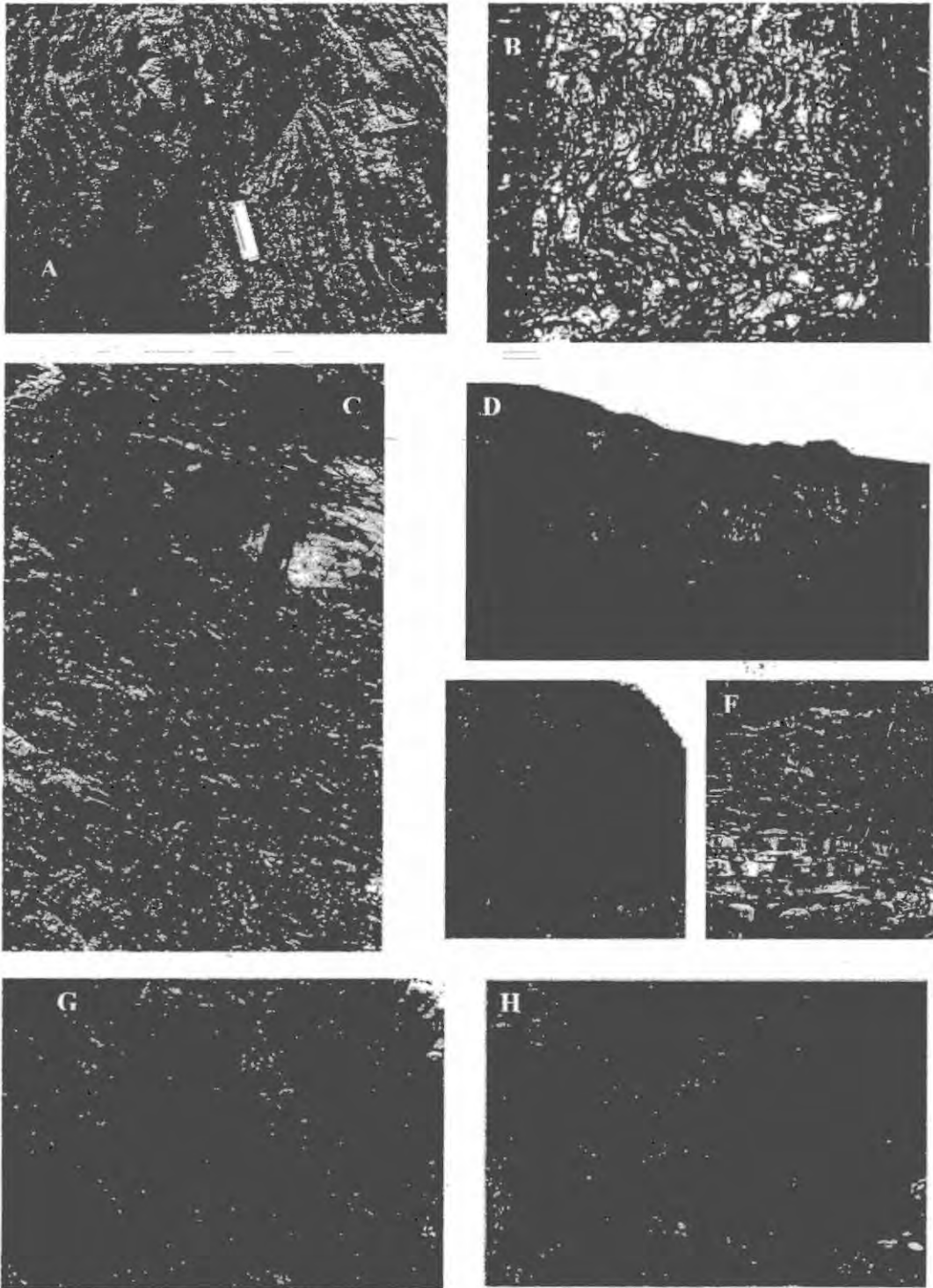


Lámina 3.1 Fotografías de algunas unidades estratigráficas asociadas espacialmente con el Batolito Gollón - Buldibuyo: A: gneis con biotita al NE de Poña, B: gneis granítico con feldespatos grandes, río Marañón carretera Sihuas - Tayabamba (Complejo del Marañón). C meta areniscas y metapelitas de la Formación Macno en la localidad del mismo nombre. Formación Contaya al sur de Chalabamba (D), carretera a Chillia (E), y en carretera al Huayo (F). G corresponde a lavas almohadilladas de la Formación Tres Lagunas en las cercanías del poblado de Pachacrahuay. Lavas en almohadillas en bloque margen derecha de quebrada Abra Ventanas

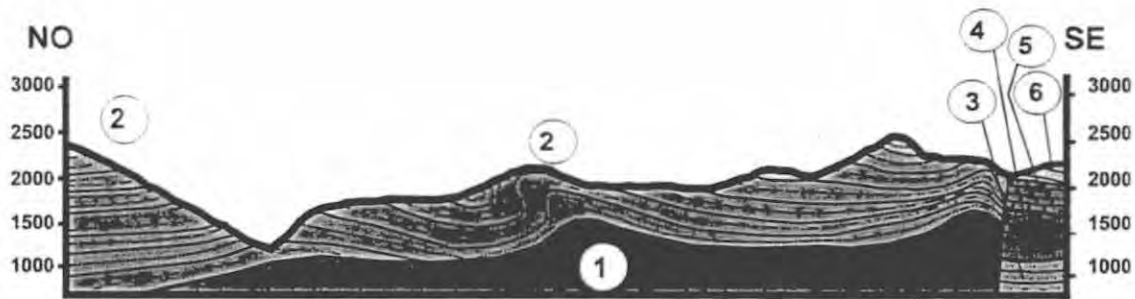


Figura 3.6 Perfil sección geológica, en la localidad de Macno, mirando al noreste. La Formación Macno (2) yace discordante sobre rocas metamórficas del Complejo del Marañón (1). Unidad 3 es Grupo Mitu, 4,5,6, son rocas mesozoicas

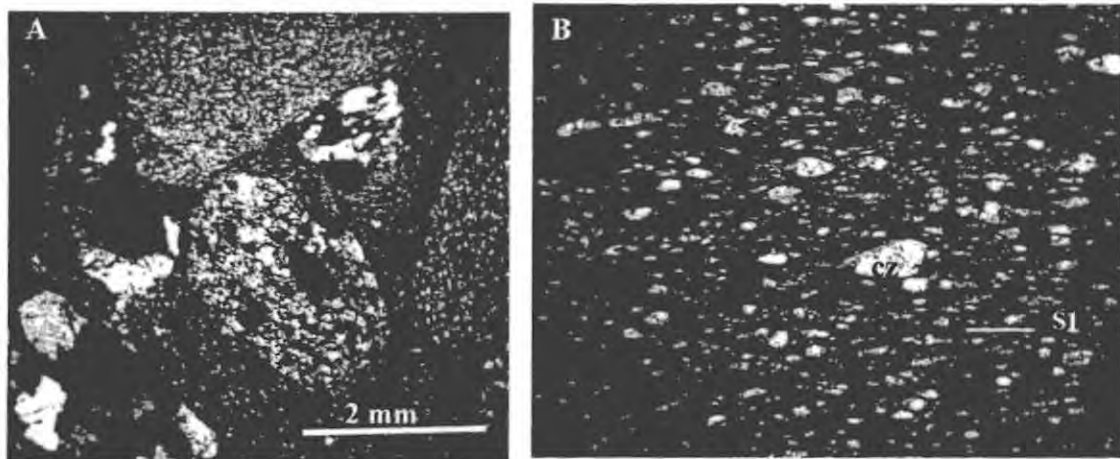


Lámina 3.2 Formación Macno: A: Metaconglomerado polimíctico fino en matriz pelítica. B: Meta-pelita con granos de cuarzo y feldespatos muy finos, orientados según la esquistosidad S1, algunos granos han desarrollados sombras de presión.

3.3.2 Formación Contaya

Esta unidad ha sido registrada por Wilson J., y Reyes L., (1964) en la región de Pataz como lutitas y pizarras negras en láminas y capas delgadas que afloran en ambos lados del río Marañón y presentan características similares a aquella sección de la región de Contamana definida por Newell y Tafur (1943); quienes describen una secuencia de pizarras oscuras de 500 metros que afloran en los cerros Contaya. En el cuadrángulo de Leimebamba Sánchez A. (1995) describe rocas similares en la carretera Balsas – Leimebamba cerca de la Cordillera de Calla Calla y Sánchez, J., et al. (1998) han registrado la Formación Contaya en el sector suroccidental del cuadrángulo de Juscusbamba.

En la figura 3.1 puede notarse que la Formación Contaya se encuentra como afloramientos continuos entre Sartimbamba y Chillia, como una franja de dirección NO – SE que pasa por Aricapampa, El Huayo y alcanza una anchura máxima de 6 km al norte de Chillia. Otros afloramientos en los que se han encontrado abundantes restos de graptolitos se ubican en la localidad de la Tranca y al sudeste. En la parte norte del área estudiada se encuentran exposiciones más restringidas, en ambos lados de la Cordillera Calla Calla al oeste y sur del Abra Barro Negro. Entre Chalabamba y Molinete al oeste de Bolívar se observa pelitas gris oscuras con pátinas blanco amarillentas y óxidos (Lámina 3.1, D).

Litología y grosor.

Los afloramientos de la Formación Contaya se caracterizan porque tienen coloraciones gris oscuras y generan relieves menos abruptos que las unidades adyacentes. La constituyen lutitas y pizarras negras a gris oscuras en láminas o capas delgadas, intercaladas con areniscas, algunas cuarcitas. Las areniscas se describen como subcuarcosas, subarcólicas grises a gris oscuras, de grano fino, en estratos delgados, se les observa en la carretera a la localidad de Chillia donde se han encontrado algunos niveles pelíticos con graptolites. En otros casos como en el corte de carretera Balsas -Leimebamba al oeste del Abra Barro Negro, en las nacientes del río Saullamur, las pelitas de la Formación Contaya consiste de limoarcillitas pizarrosas de color gris con abundante pirita en planos de estratificación verticales y dirección NNO; están cortados por algunos diques andesíticos de textura porfídica. En Chalabamba tiene inclinaciones suaves a moderadas hacia el noreste, estas pelitas son cortadas por diques porfídicos y algunas vetas de cuarzo lechoso.

También se observa una esquistosidad plana ligeramente oblicua al plano de estratificación, por ejemplo al sudeste de la Tranca, en la carretera a Chillia, El Huayo, etc.

En la parte superior de la Formación Contaya se observa lutitas pizarrosas y lajosas con mayor alternancia de areniscas grises algo azuladas, en estratos de 0.15 a 0.05 m de grosor. Se observa estratificación ondulada, con aumento de los niveles limolíticos a modo de una secuencia de transición hacia capas de areniscas. En algunas capas de pelitas pizarrosas se observa cuerpos lenticulares de cuarciarenitas en la parte inferior. Los niveles superiores en la localidad de La Tranca, presentan una secuencia de pizarras grises a marrones, en estratos de grosor entre 0.05 a 0.10. En la zona de Buenos Aires camino a Chillia algunas intercalaciones de areniscas tienen estructura "flaser", con presencia de pirita que disminuye hacia arriba. La alternancia rítmica de areniscas y pelitas paralelas y continuas se observan también a la altura del puente en la carretera a la localidad de Huayo (Lámina 3.1, F).

En resumen en la parte inferior se tiene una secuencia mayormente pelítica pizarrosa (Lámina 3.1 E), monótona con estratos delgados de areniscas (Figura 3. 6), con esquistosidad débil. En la parte media las pelitas conforman estratificación delgada laminar, incluyendo algunos niveles de areniscas limolíticas con estratificación variable. También se observa secuencias pelíticas monótonas. La parte superior tiene estratificación rítmica, decreciente, con algo de esquistosidad.

En la zona de Chillia, alcanza 800 metros. En las inmediaciones del caserío La Tranca, tiene 300 metros. En la zona de Succha es menor, alcanzando unos 200 metros. En el tramo Abra de Chanchillo y Abra Barro Negro, se estima un grosor de 350 metros, aunque la sección esta disturbada por intrusiones de diques oscuros, apófisis intrusivas graníticas y fallas.

Las lutitas pizarrosas de la Formación Contaya muestran una esquistosidad tenue de tipo cli-vaje pizarroso moderado que ha obliterado parcialmente a las estructuras sedimentarias menores y el contenido de fósiles. El plegamiento de esta unidad es moderado.

Edad y Correlación.

En la figura 3.8 se observa la Formación Contaya, sobre la Formación Macno y debajo del Grupo Ambo en discordancia angular, posición que indica una edad pre carbonífera.

Sin embargo la característica más notable de la Formación Contaya es el contenido de graptolites, así en la secuencia de los Cerros de Contaya, en el oriente peruano, Newell N. D., & Tafur I., en 1943 describen pizarras grises, laminadas con *Didymograptus murchisoni* y otros graptolites del Ordoviciano medio. En la región de Pataz Wilson y Reyes, (1964) mencionan la presencia de los siguientes graptolites: *Didymograptus sagitticaulis* Gurley, *Climacograptus ruedemanni* Steinmann, *Diplograptus sp.*, *Dyctionema sp.*, que indican una edad Llanvirniana correspondiente al Ordoviciano medio.



Figura 3.7 Columna estratigráfica de la Formación Contaya en la localidad de La Tranca

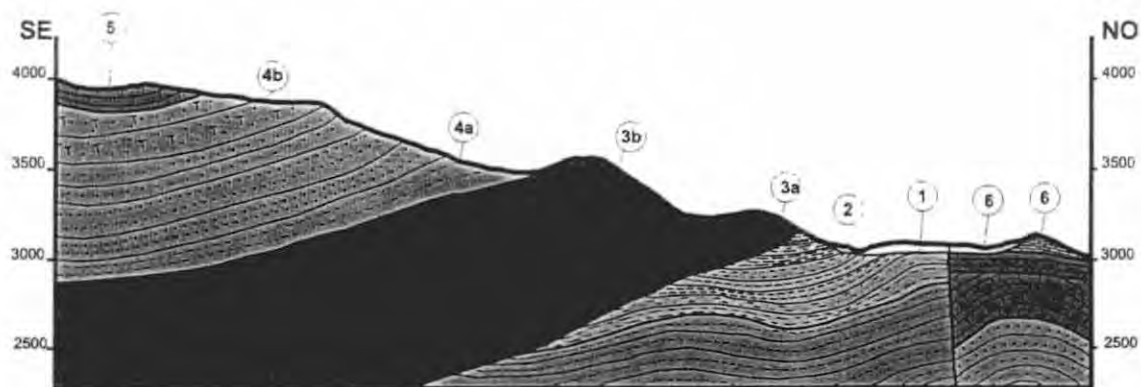


Figura 3.8 Perfil sección geológico en las cercanías a la localidad de Cachica, viendo al SO, Se observa relaciones estratigráficas 1: Fm. Macno, 2: Fm. Contaya, 3: Grupo Ambo 4: Grupo Mitu 5: Grupo Pucara, 6: Grupo Goyllarisquizga y 7- Formaciones Chulec Pariatambo.

En la zona La Tranca, en las cercanías de Chillia, en la Succha y también en la zona de Cochocos cerca al poblado de Aricapampa se ha encontrado graptolites que han sido estudiados en el departamento de Paleontología por Lidia Romero y Manuel Aldana, quienes han identificado:

Didymograptus sagitticaulis Gurley, *Climacograptus ruedemanni* Steinmann, *Diplograptus* sp., *Dyctionema* sp., que indican el Llanvirniano correspondiente al Ordoviciano medio.

El *Isograptus* sp. marca un Arenigiano superior, siendo un fósil no muy frecuente que se ha encontrado en el sector este de La Tranca.

Un buen marcador del Llanvirniano superior-Llandeiliano inferior, es el *Dydimograptus* cf. *D. bifidus* (HALL), encontrado en Soquian, considerado fósil guía.

El Caradociano, se identifica por la presencia de los *Climacograptus* sp., *Climacograptus* cf. *C. tubuliferus* (LAPWORTH).

Los graptolitos reportados en este trabajo, indican claramente una edad que va del Llanvirniano al Ashgiliano e incluso podría llegar hasta el Llandoveriano, del Siluriano inferior.

La Formación Contaya se le correlaciona con las formaciones San José y Sandía que aflora en la Cordillera Oriental del sudeste peruano (Laubacher, 1978), se relaciona con los afloramientos de Huacar y Cochachinche en el valle de Yanahuanca y posiblemente tenga relación con la Formación Salas descrita por Wilson J., (1984) en el cuadrángulo de Jayanca, de acuerdo con su posición estratigráfica y litología.

Ambiente de sedimentación.

La presencia de graptolites junto a las características de las litofacies hacen presumir que su ambiente de sedimentación fue marino profundo como resultado de subsidencia de la cuenca y posiblemente se dieron corrientes de turbidez ya que se tienen estratos macizos de areniscas con niveles deslizados, y secuencias alternadas de areniscas y pelitas en la zona de Chillia, que se pueden interpretar como depósitos de turbiditas.

La acumulación de pirita cúbica generada por los compuestos de azufre y hierro generados singenéticamente con la sedimentación, evidencia un ambiente reductor de aguas calmas sin ninguna variación en las corrientes marinas. La relativa abundancia de las faunas graptolíticas llegaron a sedimentarse después de haber muerto y precipitarse a los fondos marinos totalmente segmentadas de la colonia principal; pueden considerarse como niveles subneríticos, que corresponderían a zonas profundas por debajo de los 2000 m.s.n.m.

3.4 PALEOZOICO SUPERIOR

En la Cordillera Oriental del norte del Perú y particularmente adyacentes al Batolito Gollón – Buldibuyo, se encuentran las siguientes unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior: Formación Tres Lagunas, Grupo Ambo, Formación Lavasen, Grupo Copacabana, Grupo Mitu.

De estas cinco unidades una es netamente sedimentaria carbonatada, tres son esencialmente volcánicas y una es volcánica - sedimentaria; esto indica que durante el Paleozoico superior predominaron eventos volcánicos, poniendo en evidencia de la presencia de un gran arco volcánico, que se le puede denominar “Arco Volcánico Lavasen”. Geoquímicamente se han descrito desde basaltos a riolitas (Carrasco, Capítulo 4) que tienen una relación en el tiempo. Aunque también existen secuencias que representan ambientes marinos y secuencias terrígenas continentales.

3.4.1 Formación Tres Lagunas

En el mapa geológico del área de estudio (figura 3.1) se puede observar que la Formación Tres Lagunas corresponde en parte a unidades que fueron cartografiadas anteriormente como Complejo Marañón y/o Formación Lavasen por Wilson J. y Reyes L. (1964), Wilson, et. al. (1967), Sánchez, et. al. (1998). Vidal et. al. (1995), describe una secuencia metavolcánica de naturaleza básica con estructuras almohadilladas que correlaciona con las encontradas y datadas en la cordillera del Shira (Martin y Paredes 1967, en Vidal et. al.).

En los alrededores del paraje turístico Tres Lagunas, al norte de la garita de control de ingreso al parque del Abiseo (INRENA) por la quebrada Ventanas localizada al ESE de Llacuabamba; se encuentra una secuencia de lavas almohadilladas de color verdoso y coladas de lavas que yacen discordantemente sobre la secuencia metasedimentaria de la Formación Macno, formando parte de la divisoria de aguas (Cordillera Oriental) entre las cuencas del Marañón y Huallaga. Esta localidad tipo, pertenece al distrito de Parcoy, en la provincia de Pataz, departamento de La Libertad.

Se trata de una unidad cartografiada a escala regional, que se extiende hacia el sudeste fuera del área del presente estudio. Se le observa en el trayecto Buldibuyo – La Montañita, en el corte de carretera Buldibuyo - Huaylillas y al NE de Tayabamba siguiendo el alineamiento NO –SE. También existen afloramientos hacia el noroeste que se observan entre Suyubamba y Pataz, al este de Vijus, al noroeste de Chagual siguiendo el mismo alineamiento hasta Sartimbamba, y el río Chusgón (Figura 3.9). Un afloramiento aislado se ubica al norte del caserío Chalabamba al oeste de Bolívar, en el valle del río Cujibamba. Otro en la margen izquierda del Marañón al norte del río Miriles. El afloramiento más amplio se encuentra entre Chuquibamba y el río Gollón al oeste de Barro Negro.

Wilson J. y Reyes L. (1964-1967), mencionan la presencia de meta andesitas como parte del Complejo del Marañón, es posible que se hayan referido a esta unidad. Haeberlin et. al. (2002) señalan la presencia de estas lavas y las describen como Formación Vijus.

Litología y grosor.

Los afloramientos de la Formación Tres Lagunas están relacionados espacialmente al Batolito Gollón – Buldibuyo y a rocas metamórficas del Complejo del Marañón. Las mejores exposiciones de esta unidad forman parte de grandes elevaciones que constituyen frecuentemente la divisoria de aguas, su relieve es accidentado. Estos depósitos se les ha observado con bastante notoriedad en la quebrada Castilla de Llacuabamba en donde afloran lavas, gris verdosas con estructuras almohadilladas, e inclinación suave hacia el NE, afaníticas. En algunos lugares se observa esquistosidad leve, hacia la base de las capas de lavas.

Se trata de una secuencia de lavas en almohadillas, de composición basáltica (Lámina 3.1, G y H), color verde oscuro a verde gris, que alternan esporádicamente con niveles delgados de

hialoclastitas, algunos aglomerados y rocas volcanoclásticas verdosas. En el Abra Ventanas tiene, buzamientos menores de 35° al NE.

Petrográficamente estas rocas tienen texturas diabásicas, subofíticas. Se les clasifica como lavas basálticas, constituidas por piroxenos tipo augita, diópsida e hiperstena y en menor proporción plagioclasas. Los piroxenos están parcialmente alterados a cloritas. Las plagioclasas alteradas a epidota, cloritas y carbonatos con algunas venillas rellenas por limonitas, cloritas y epidota. Otras muestras están constituidas mayormente por tremolita – actinolita y algunos relictos de piroxenos que pueden ser relacionados a procesos de metamorfismo regional de bajo grado. La paragénesis mineral consiste de plagioclasas + clinopiroxeno (augita – diópsida) y minerales de alteración como son: epidotas, tremolita-actinolita, cloritas y carbonatos. Según los análisis geoquímicas las lavas almohadilladas son basaltos toleíticos.

Generalmente en la base, se observan estratos macizos de lavas, en la parte media lavas almohadilladas alternantes con capas delgadas de rocas volcanosedimentarias y al tope se intercalan con lavas porfídicas. Las estructuras almohadilladas decrecen hacia la parte superior, a la vez el grosor de capas. Estas lavas, indican un ambiente de depositación subacuosa, probablemente ambiente marino y poco profundo.

En la quebrada Castilla, se tiene un grosor aproximado de 700 metros. En el tramo de Chigualen, al SE de Pataz y la localidad de Piaz, en el cerro Lan Lan, se ha estimado un grosor aproximado de 500 metros. En las montañas de la Cordillera de Calla Calla al norte de Chuquibamba se tiene un grosor aproximado a los 600 metros.

Edad y Correlación.

La Formación Tres Lagunas, es mayormente volcánica efusiva, descansa en discordancia sobre rocas metasedimentarias de la Formación Macno, al este del poblado de Llacuabamba. Esta relación se observan también en las inmediaciones de la garita de control al Parque Nacional del Río Abiseo, al este del campamento de MARSÁ, en el poblado de Pataz y al este de Sartimbamba.

En la quebrada Hualanga a la altura de la ex-hacienda de Hualanga, se observa que las lavas yacen sobre rocas metamórficas en ligera discordancia. Al norte de Chuquibamba y al oeste del Abra Barro Negro yace aparentemente sobre rocas pelíticas de la Formación Contaya, si bien el contacto no se observa debido a la abundante cobertura de material cuaternario y la vegetación. Sobre las lavas piroxénicas se ha observado rocas sedimentarias samítico-pelíticas, con restos de plantas del Carbonífero inferior, en la zona de Ventanas al Este de la localidad de Llacuabamba (Zapata et. al. 2005). En algunos sectores, sobre estas lavas almohadilladas se observan depósitos piroclásticos.

La Formación Tres Lagunas yace sobre rocas metasedimentarias del Cambriano – Ordoviciano inferior y debajo de rocas sedimentarias del Missisipiense inferior. Su edad puede ser Siluro-Devoniana a Carbonífera inferior.

La Formación Tres Lagunas es correlacionable con las lavas verdosas mencionadas en la Cordillera del Shira por Martín y Paredes (1967), en Vidal et. al. (1995), y con lavas verdosas que yacen en la parte inferior de la Formación Lavasen hacia la laguna Coben y el río Lavasen. Esta unidad aparentemente continúa hacia el sudeste de Huaylillas y puede llegar hasta el sector este de Tayabamba.

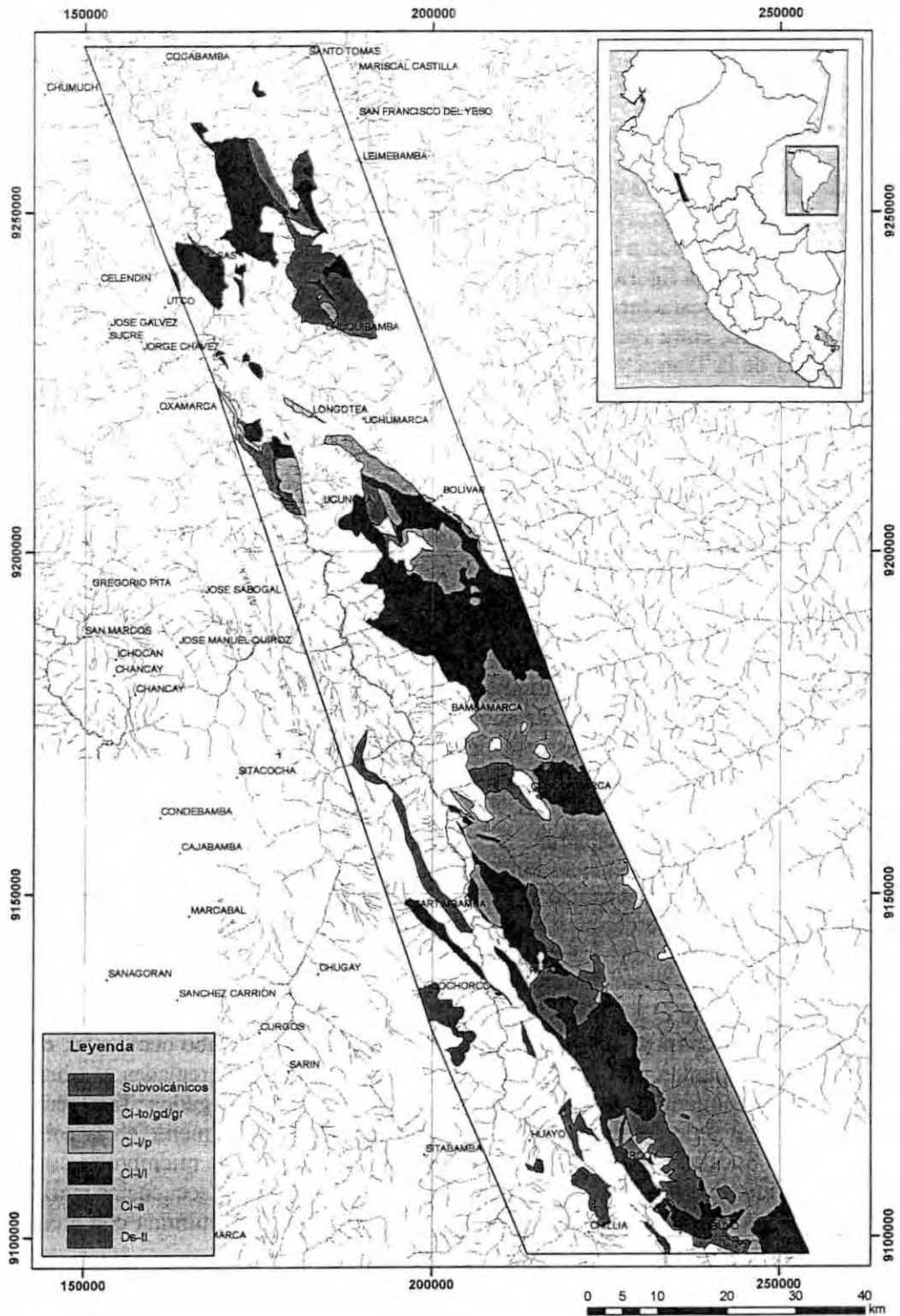


Figura 3.9 Ubicación de afloramientos de la Formación Tres Lagunas (Ds-ll), y Grupo Ambo (Ci-a), Formación Lavasen lávico (Ci-l/l), Formación Lavasen piroclástica (Ci-l/l) en relación con el Batolito Gollón - Buldibuyo (Ci-to/gd/gr).

3.4.2 Grupo Ambo

El Grupo Ambo ha sido cartografiado en la zona de Pataz por Wilson y Reyes, (1964), al norte de Bolívar por Sánchez, A., (1995) y en el cuadrángulo de Juscusbamba por Sánchez, J., et al. (1998). Su distribución a lo largo de la Cordillera Oriental entre Buldibuyo y Santo Tomás puede observarse en la figura 3.8.

Las secuencias más características en comparación con la localidad tipo se encuentran en el Abra Barro Negro, entre Pana y Lanchas Chico (Bolívar), en Molino Viejo – Aricapampa – Succha, al sur de la Tranca y al norte de Chilia. Secuencias volcanosedimentarias se observan al NNE de Retamas (Figura 3.10), entre laguna Huascacocha – Ventanas – laguna La Pepina.; en el valle del Marañón en las inmediaciones de la localidad de Jecumbuy.

La secuencia volcánica de la Formación Lavasen que se considera parte del Grupo Ambo conforma la divisoria de las cuencas hidrográficas de los ríos Marañón y Huallaga. Las principales ocurrencias están ubicadas en la zona de Ruibarbos, laguna Huascacocha, al este del poblado de Buldibuyo, al oeste del Tambo de Callangate, en el sector oriental de la localidad de Condormarca y en su localidad tipo que es el río y la comunidad de Lavasen.

Nomenclatura

La distribución de las litofacies en el Grupo Ambo de la zona relacionada al Batolito Gollón – Buldibuyo tiene un control estructural importante, de modo que se puede observar variación en sentido transversal al valle del Marañón y la Cordillera Oriental. Zapata, et al. (2005) distinguen en el sector occidental dos unidades y en el sector oriental tres. Las unidades del sector occidental las describen como:

- Miembro Chinacpampa
- Miembro Aricapampa

En el sector oriental se distingue la Formación Lavasen, con los miembros inferior y superior y en la parte media una secuencia sedimentaria similar al miembro Aricapampa del sector occidental, a modo de interdigitación; ambos se consideran como parte del Grupo Ambo.

Litología y grosor

En el sector occidental al oeste de alineamiento Buldibuyo – Parcoy – Chagual, se encuentra el **Miembro Chinacpampa** que es la unidad inferior del Grupo Ambo occidental, constituido por areniscas gris pardas, subcuarzosas, de grano medio a fino, intercaladas con lutitas grises y verdes; ocasionalmente puede encontrarse calizas en estratos delgados. También se observan algunos canales de areniscas cuarzosas, blanquecinas, especialmente en la zona al oeste de Cachica, en Succha y en el trayecto de Molino a Aragostay. Este miembro se considera de ambiente marino. Su grosor es de 822 m (Zapata et al., 2005). Las secuencias marinas tienen características estrato crecientes con grosores de 0.05 a 0.30 m y culmina con areniscas delgadas en secuencia estrato decreciente.

Miembro Aricapampa. Esta constituido por tres secuencias estrato grano decrecientes conformadas principalmente por areniscas pardas (Figura 3.11), tipo subarcosas y subcuarzosas de grano fino, conglomerados, con intercalaciones de limoarcillitas pardas, gris oscuras y lutitas color verde olivo. Esta unidad se observa al noroeste de Parcoy, en Molino - Aragostay, Lanchas Chico. Son características de esta secuencia los restos de plantas del Carbonífero. Los estratos de conglomerados son más frecuentes hacia la parte inferior de la secuencia; se encuentran bien compactados y tienen color gris verdoso. Son conglomerados polimícticos con clastos redondeados de rocas metamórficas, areniscas, rocas volcánicas y algunos intrusivos graníticos. Las dimensiones de los clastos más abundantes generalmente varían entre 0.01 a 0.1 m de diámetro. El grosor de esta unidad es de 2004 m (Zapata et al. 2004).

Unidades sedimentarias clásticas se observan también al sur de Chuquibamba (Amazonas), en Barro Negro hasta las proximidades de la localidad de María (cuadrángulo de Chachapoyas) y

al este en la Cordillera de Yasgolga, hasta la quebrada Papayacu 3 km al sudeste de la ciudad de Chachapoyas (Amazonas).

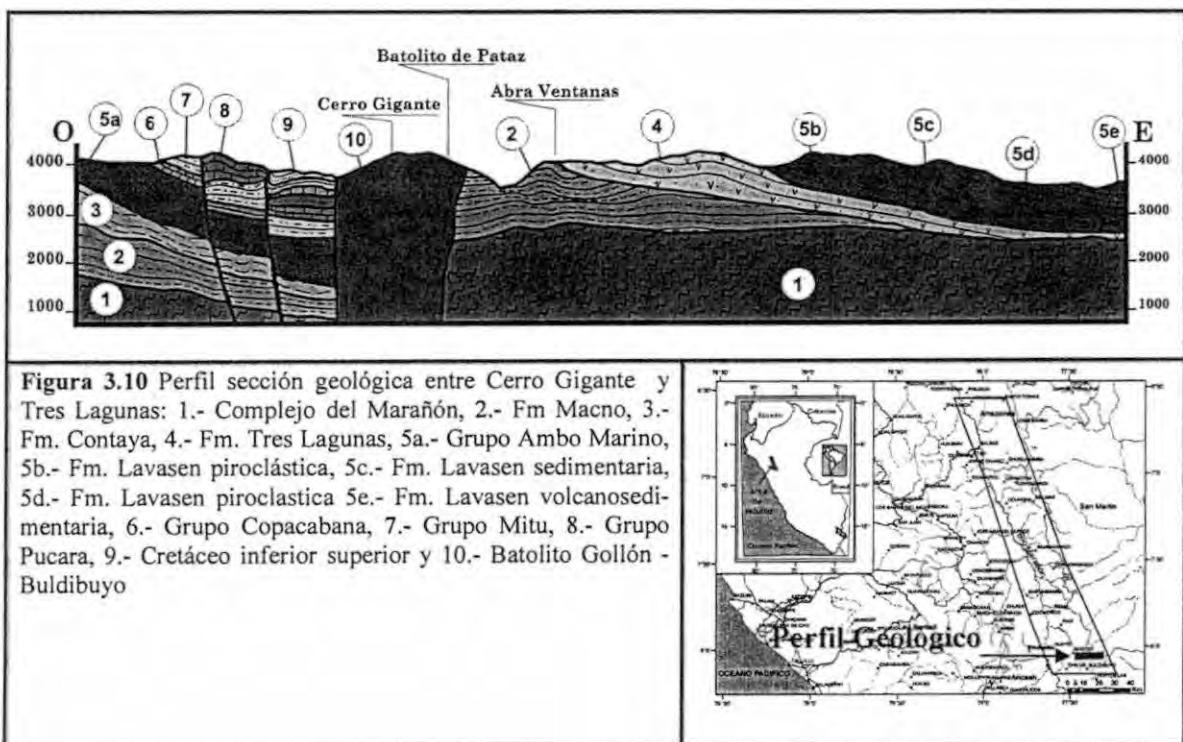
Edad y Correlación

El Grupo Ambo sobreyace en discordancia angular a la Formación Contaya, entre Molino Viejo y Aricapampa, y al oeste de Cachica. Relación similar se observa en Barro Negro. Al sur de la localidad de La Tranca y en Lluy en los cerros de Calla Calla se observa a las calizas del Grupo Copacabana que yacen sobre el Grupo Ambo en concordancia aparente.

En la localidad de la Chinacpampa y cerro Pileta se han encontrado restos de fósiles de ambiente marino del Grupo Ambo que han sido identificadas como *Ambocoelia sp. Magna* (SHIMER), del Tournasiano; *Eomarginifera cf. E. setosa* (PHILLIPS), *Dictyoclostus semireticulatus* (MARTIN), del Viseano. En el miembro Aricapampa se han encontrado restos de plantas tipo: *Lepidodendropsis peruviana* (GOTHAN), *Sphenopteris paraeasica* (GOTH), y entre los restos de plantas que se encuentran intercalados con rocas volcanoclásticas al norte del Abra Ventanas, se ha identificado *Cordaites sp.* (hojas). Wilson y Reyes, (1964), Wilson et. al. (1967), Sánchez A., (1995), han reportado restos de *Calamites sp.*, *Rhacopteris sp.* en rocas del Ambo de esta región. Estos fósiles se consideran del Missisipiano inferior a medio y corresponden aproximadamente a los pisos Tournaisiano – Viseano.

Las secuencias occidentales del Grupo Ambo son similares a aquellas de la localidad tipo, se correlacionan con las formaciones Yanaj y Chunomaja descritas en el área de Bellavista y el sector de Ambo (Zapata, A., et al., 2004).

Las litofacies sedimentarias que se han descrito como Grupo Ambo, se consideran como molasas típicas post tectónicas de colores grises, verde y marrón resultantes de la erosión de relieves ante-carboníferos.



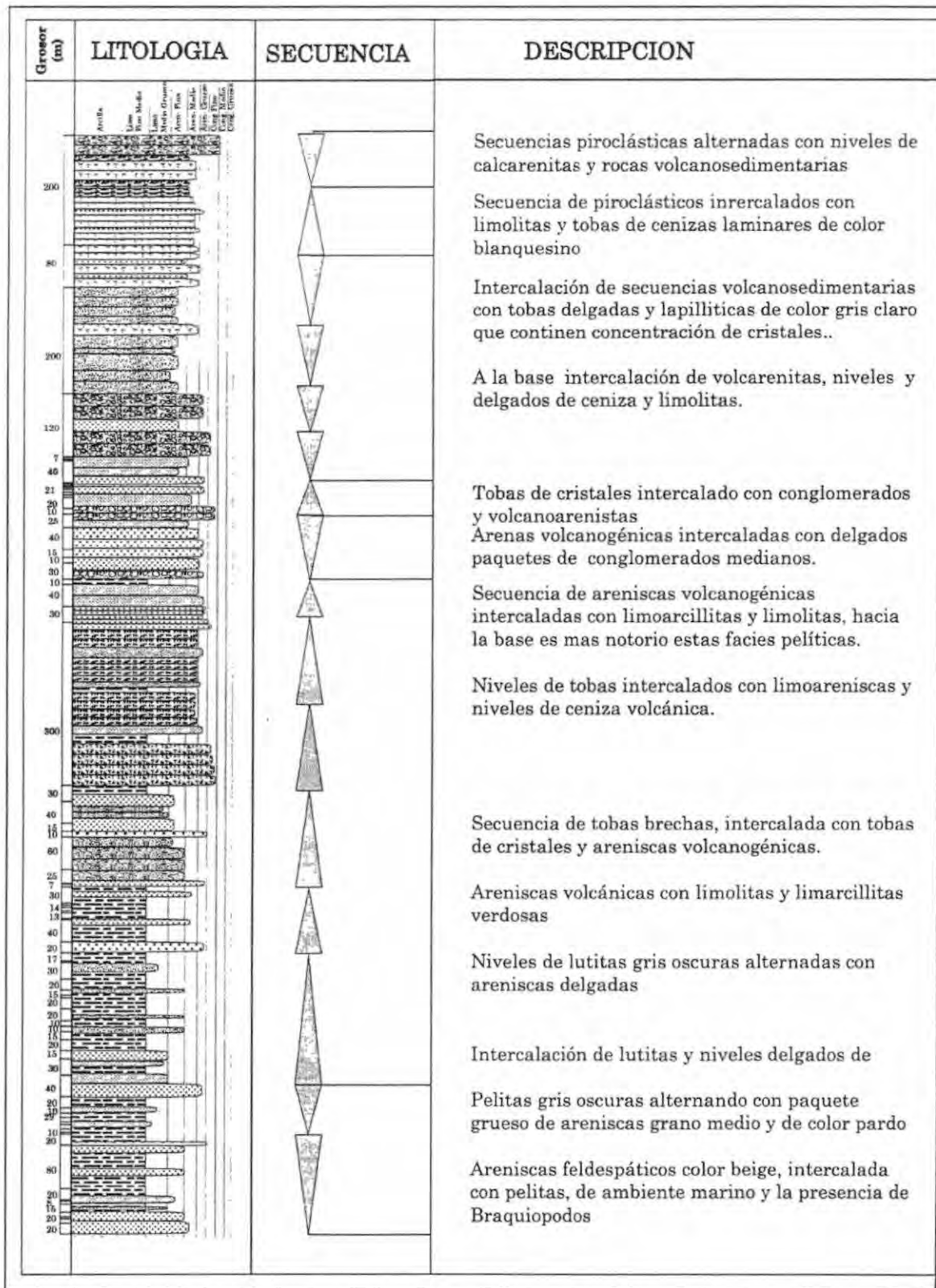


Figura 3.11 Secuencia del Grupo Ambo en la localidad de Molino Viejo (cuadrángulo de Pataz).

3.4.2.1 Formación Lavasen

Se considera en su mayor parte como las litofacies orientales del Grupo Ambo e incluye en la parte media una intercalación sedimentaria clástica similar al miembro Aricapampa. La denominación inicial dada por Wilson J. y Reyes L. (1964) describe una secuencia de bancos macizos de piroclastos de naturaleza dacítica a riolítica y en menor proporción rocas andesíticas, que afloran en la quebrada Lavasen cerca de Pataz y que yacen sobre el Batolito de Pataz. A la cual le asignan una edad Oligoceno-Mioceno e igualmente a afloramientos descritos por Wilson et. al. (1967) en el cuadrángulo de Tayabamba. Aunque, posteriormente Sánchez A. (1995) en el área de Bolívar redefine la posición estratigráfica, de esta unidad indicando que infrayace a areniscas y conglomerados rojos del Grupo Mitu, por lo que le asigna una edad correspondiente al Permiano-Carbonífero.

La Formación Lavasen se distribuye a lo largo del sector oriental del área (Figura 3.8) como una franja alargada de más de 100 x 25 km entre Huascacocha y Longotea. Sus afloramientos son más restringidos y discontinuos hacia el norte entre Chuquibamba y Barro Negro. Constituye la parte más elevada de la Cordillera Oriental. Un corte transversal Completo de esta unidad se observa entre el río Lavasen y las lagunas Quishuar y Coben ubicadas al ESE de Condormarca, asimismo en las quebradas Ruibarbos, Yarnalen, etc.

La intercalación sedimentaria se observa entre la laguna La Pepina, hacia el sudeste en la quebrada Ruibarbos y luego en Abra Ventanas y la laguna Blanca. En el sector norte, la sección más completa se encuentra en la quebrada Yarnalen, siguiendo el camino Bolívar a Pana. Se tienen ocurrencias disturbadas en la carretera Laplap a Unamen con dirección a Bolívar.

Litología y grosor

La Formación Lavasen constituye el núcleo de la Cordillera Oriental y se caracteriza por la presencia de numerosos valles en "U", circos glaciares y crestas irregulares tipificando un relieve característico de montañas altas que se diferencian fácilmente en las imágenes de satélite.

En la Formación Lavasen se distinguen cuatro secuencias:

Miembro Coben, constituye la base, aflora alrededor de la laguna homónima al este Condormarca, consiste de lavas en capas gruesas, macizas, de color verde, en parte vesiculares que tienen texturas porfídicas. También aflora en la parte baja del río Lavasen cerca a Nimpana.

La paragénesis mineral para el miembro lávico de la Formación Lavasen de acuerdo a sus texturas es olivino + plagioclasa + clinopiroxeno (augita) y las rocas se describen como andesitas basálticas y andesitas. Tienen afinidad petrográfica con algunas de las lavas de la Formación Tres Lagunas.

Alcanza un grosor de 400m en los alrededores de la laguna Coben.

Miembro Ventanas, consiste de conglomerados, flujos de escombros, de colores gris verdoso, cineritas, tobas y rocas volcanoclásticas, que yacen sobre las lavas de la Formación Tres Lagunas en las inmediaciones del paraje Ventanas al este de la caseta de control de ingreso al Abiseo.

Lo constituyen rocas piroclásticas con textura piroclástica, vitrolítica, vitroclástica, perlítica y eutaxítica, tiene como principales componentes fragmentos de cuarzo, plagioclasa, líticos, vidrio. La matriz de estas rocas es micro a criptocristalina devitrificada la misma que en ocasiones muestra flujo, en la mayoría de los casos se encuentra silicificada junto a arcillas, sericita y óxidos de hierro. El cuarzo y la plagioclasa están como fragmentos subangulosos, la plagioclasa esta alterada a sericita. Los fragmentos líticos corresponden normalmente a rocas lávicas y piroclásticas, sin embargo se ha observado la presencia de rocas metamórficas tipo esquisto, granito gneisificado y cuarzo con extinción ondulante con tamaños menores de 1.5 cm. El vidrio también se presenta en fragmentos generalmente devitrificado y en ocasiones con textura perlítica.

Los primeros 360 metros lo conforman flujos piroclásticos constituidos por fragmentos de plagioclasa y cuarzo en matriz cinerítica. Se observa un nivel de lavas porfiríticas andesíticas de color gris oscuro que yace debajo de flujos piroclásticos intercalados con delgados niveles de depósitos de caída tipo "lapilli acrecional". Seguidamente se tienen 100 m de tobas constituidas por fragmentos líticos y fragmentos de plagioclasa con formas angulosas a subangulosas en una matriz cinerítica.

Miembro Ruibarbos. Su nombre proviene de la quebrada Ruibarbos que se encuentra al NNE del Abra Ventanas. Se trata de una secuencia en la que intercalan limoarcillitas grises a gris oscuras con areniscas volcánicas, tobas y rocas volcanoclásticas. En la parte inferior hay 10 m de areniscas arcósicas de grano fino, limolitas areniscosas laminadas de color gris oscuro y arcosas líticas de grano grueso. Esta unidad mayormente sedimentaria tiene grosores variable entre 200 a 300 m, incluyendo las intercalaciones volcanoclásticas.

Miembro Río Abiseo. Es la unidad superior de la Formación Lavasen y esta conformada en su mayor parte por rocas piroclásticas tipo tobas de cristales masivas, algunas lavas afaníticas, rocas volcanoclásticas tipo areniscas y ruditas, incluyendo algunos conglomerados y rocas volcánicas sedimentarias en capas delgadas. En total tiene un grosor de 650 m. La clasificación petrográfica varía desde andesitas a riolitas.

En resumen la Formación Lavasen esta constituida por lavas andesíticas en la base, rocas piroclásticas riolíticas a riocácicas e intercalaciones sedimentarias detríticas con restos de plantas que posiblemente representan ambientes continentales de llanuras de inundación. La petrografía y geoquímica resaltan la composición bimodal del volcanismo.

Edad y Correlación.

La Formación Lavasen aparentemente sobreyace a las litofacies sedimentarias detríticas del Grupo Ambo en el Abra Barro Negro en Molino Viejo y a veces es transicional como en Jecumbuy, al Sur de San Vicente de Pusac. Sin embargo más hacia el este entre Ventanas y la laguna Pepina tiene intercalaciones sedimentarias similares a las litofacies occidentales, aunque de menor grosor. En su límite superior infrayace a rocas del Grupo Copacabana en las cercanías del paraje Sinchibin al SE de Calemar, en el camino a Nimpanita – Condormarca. Por lo general la relación más frecuente es subyacente a las rocas volcanogénicas del Grupo Mitu, por ejemplo al sudoeste de Condormarca, en la margen derecha de la quebrada Yarnalen al SO de Bolívar. Al oeste y noroeste de Longotea.

En la quebrada Ruibarbos, al este de la localidad de Llacuabamba, se han encontrado restos fósiles de plantas como: *Rhodea sp.* (Fragmentos), *Dictyoclostus semireticulatus* (MARTIN) y *Cordaites sp.* (hojas) en las secuencias pelíticas, que se encuentran en la parte media entre secuencias volcanoclásticas. En Abra Ventanas se encontraron plantas como: *Rhaeopteris cf R. circularis* (WALTON). En las inmediaciones del comedor del Campamento base Paraíso de la Mina Poderosa, también se han encontrado restos de plantas semejantes a aquellas de Ruibarbos y Abra Ventanas.

Los restos fósiles encontrados y la posición estratigráfica, indican que esta unidad es esencialmente del Missisipiano medio a superior. Posiblemente los niveles superiores podrían llegar al Pensilvaniano o Permiano dada la similitud de algunos niveles con cuerpos intrusivos potásicos asociados al Grupo Mitu.

La Formación Lavasen que en buena parte constituye las facies orientales del Grupo Ambo se correlaciona con las facies mixtas de secuencias volcánico sedimentarias, flujos piroclásticos y volcano sedimentarias que se han descrito en el Perú central. Así, se le correlaciona con las riolitas verdes brechosas de textura típicamente ignimbrítica, y tobas que se intercalan con areniscas y conglomerados, constituyendo un conjunto de más de 600 m. de grosor en el pico Raushccanca y la secuencia de cientos de metros de andesitas y dacitas violáceas teñidas de color verde descrita por Mégard, (1979) al noreste de Junín y al noreste de Huanta, respectivamente. También con el Grupo Ambo que aflora entre las localidades de Sierra Lumi – Chupa y el río Tulumayo al este de Jauja, compuesto de ignimbritas intercaladas con microbre-

chas y cineritas color gris claro a verde, descritas como riocitas e intercaladas con areniscas arcóscicas con un grosor de 1600 m (Paredes J., 1995).

3.4.3 Grupo Copacabana

El Grupo Copacabana que consiste de calizas en estratos delgados intercalados con areniscas calcáreas y limoarcillitas calcáreas ocurre como afloramientos restringidos y aislados en los cerros de Calla Calla al sur de Barro Negro, descritos por B. Kummel (1945); 15 km al sudeste de Bolívar próximo al camino al Tambo de Callangate (Sánchez A., 1995). En el cuadrángulo de Pataz, en ambas márgenes del río Chusgón, 2 km al este de Pucarito se encuentra el Grupo Copacabana debajo del Grupo Mitu. Otros afloramientos mejor expuestos yacen al este del río Marañón en el camino que va de Calemar a Condormarca cerca al lugar denominado Nimpanita, en ambas márgenes del río Capellanía.

Entre el río San Miguel - Chagual y el sector este de Sartimbamba se encuentra un afloramiento alargado en sentido NO - SE. Al sur de La Tranca existe otro afloramiento sobre el Grupo Ambo y debajo del Grupo Mitu.

Litología y Grosor El Grupo Copacabana es una secuencia de calcárea marina que consiste de calizas, limoarcillitas y limolitas grises a pardas con algunos niveles delgados de areniscas grises, calcáreas; en estratos delgados. Algunas calizas contienen restos de corales, equinodermos, briozoarios, ostracodos y foraminíferos. La estratificación del Grupo Copacabana en general es delgada, variando entre 0.05 a 0.4 m, con estructuras orgánicas en algunos casos, su deformación ha sido moderada aunque puede notarse pliegues más apretados en zonas de fallas.

En la parte media se encuentra calcarenitas finas, algunas calizas bioclásticas, biomicritas, y otras mayormente espáticas. La parte media la estratificación es creciente con estratificación paralela corresponde a calizas de color grisáceo, localmente arenosa estratificada en capas delgadas con intercalaciones de lutitas negras y limolitas. En las inmediaciones de Sartimbamba, se observan areniscas verdosas algo calcáreas con restos de plantas del Permiano. En el desvío al poblado de Pataz, en la margen derecha del río Marañón se distinguen areniscas calcáreas y al tope calizas con restos de fósiles, en una sección parcial, limitada por fallas.

En Calla Calla predominan calizas, calizas arenosas con algunas intercalaciones de pelitas gris oscuras en estratos delgados y con restos de *Spirifer*, *Productus* corales y crinoideos, ostracodos y fusulínidos. Se interpretan como depósitos marinos de poca profundidad, su grosor es 200 m.

Las litofacies en general representan ambientes marinos someros, con facies parcialmente arenosas, restos fósiles triturados y algunas estructuras de corrientes.

El Grupo Copacabana en el río Capellanía alcanza un grosor de 200 m, mientras que el grosor máximo llega a 300 m en la sección al sur de La Tranca y al oeste de Cachica. En el río Chusgón es de 150 metros.

Edad y Correlación

El Grupo Copacabana descansa sobre secuencias volcánicas de la Formación Lavasen en la zona de Sinchibin, al SE de Calemar. Al Sur de la localidad de la Tranca se observa al Grupo Copacabana sobre el Grupo Ambo, al igual que en los cerros de Calla Calla. En el río Capellanía al este de Sinchibin el Grupo Copacabana infrayace a una secuencia volcánico sedimentaria rojiza del Grupo Mitu. En las inmediaciones de la pampa del Oso, al Sur de Chagual y en el río San Miguel esta cubierto por el Grupo Pucará y el Grupo Goyllarisquizga; similar relación se observa en el camino Bolívar al Tambo de Callangate.

Los restos fósiles encontrados en el río Capellanía o Condormarca corresponden a *Spirifer*, *Productus*, fragmentos de corales y crinoideos. En las cercanías de Chagual se han encontrado restos fósiles similares. En la sección de Sartimbamba, *Meekopora cf. M PROSSERI* (UL-

RICH). En los alrededores del prospecto San Nicolas, se ha identificado *Neospirifer condor* (D'ORBIGNY), *Kozlocuska Capaci* (D'ORBIGNY) y en Saullamur *Rhipidomella cora* (D'ORBIGNY), *Waagenoconcha sp.*, del Permiano.

Los restos fósiles encontrados en Calla Calla permiten considerar una edad Leonardiana del Permiano considerando la presencia de *Parafusulina Kummeli* Roberts (Kummel B., 1950).

El Grupo Copacabana de acuerdo a sus relaciones estratigráficas y el contenido de fósiles se considera que se ha depositado en el Pensilvaniano superior a Permiano inferior.

Se correlacionan con las litofacies carbonatadas de los grupos Tarma y Copacabana del sur del Perú y Bolivia (Dumbar y Newell, 1946), que tiene continuación hacia el Norte de Argentina, (Aceñolaza, 1972), y Norte de Chile (Zeil, 1972) evidenciando la presencia de un mar interior sudamericano durante el Permiano.

3.4.4 Grupo Mitu

La secuencia molásica del Grupo Mitu consiste de areniscas y conglomerados de color rojo oscuro que representan sedimentación en cuencas extensionales. Sus afloramientos muestran variación en sentido longitudinal y transversal a la Cordillera Oriental; están distribuidos a lo largo del área (Figura 3.10) mostrando mayor grosor y extensión en los cuadrángulos de Bolívar y Leimebamba, en cambio son restringidos en el cuadrángulo de Pataz. En todas las ocurrencias del Grupo Mitu se observa una secuencia principal de naturaleza sedimentaria clástica y en algunas un miembro piroclástico, generalmente en la parte superior; por ejemplo al noroeste de Parcoy.

Litología y grosor. La secuencia sedimentaria clástica del Grupo Mitu es de color rojo y predomina hacia el sector norte y noreste. Esta compuesta hacia la base por conglomerados polimícticos, areniscas cuarzofeldespáticas, intercaladas con lodolitas y limolitas, color rojizo a marrón rojizo y ocasionalmente niveles verdes. La estratificación es estrato creciente, en estratos medios a gruesos (0.3 a 1 m de diámetro).

Los conglomerados son mal clasificados, propios de abanicos aluviales, tienen clastos de rocas graníticas, metamórficas, metasedimentarias, volcánicas, calizas, en matriz areniscosa gruesa. Son de formas subredondeados a redondeados con dimensiones entre 0.02 a 0.50 m, aunque los niveles más abundantes de conglomerados tienen clastos menores de 0.10 m. Los conglomerados más gruesos se observan hacia el Marañón, por ejemplo al norte de Chagual, en la quebrada Yarnalen, en Chalabamba, en río Chacahuayco.

Las rocas que predominan en el Grupo Mitu son areniscas tipo arcosas, subarcosas, subcuarzosas y líticas de grano medio a grueso, mal clasificadas, asociadas con niveles de lodolitas y limolitas rojizas con grietas de desecación y otras estructuras que representan llanuras aluviales y de inundación.

Las secuencias volcanoclástica y piroclástica están constituida por tobas de lapilli, lapillitas de tobas brechosas, tobas de ceniza en estratos gruesos, algunos niveles de lapilli acrecional; intercaladas con rocas volcanoclásticas, algunos conglomerados y areniscas tobáceas. Esta secuencias tienen distribución restringida en el sector sur del área, al oeste y noroeste de Parcoy. Otras ocurrencias de rocas volcánicas en el Grupo Mitu se observan al sudoeste de la localidad de Condormarca.

En el sector norte el Grupo Mitu está constituido mayormente de areniscas y conglomerados con grosores que alcanzan grosores hasta de 500 metros.

Edad y Correlación

El Grupo Mitu yace en discordancia sobre calizas del Grupo Copacabana del Permiano inferior, a la altura del desvío a Pataz al norte de Chagual, en Calla Calla, en el valle del Chusgón, etc., e infrayace a calizas del Grupo Pucara del Triásico superior en discordancia angular al sur de Chuquibamba, en los ríos Chocta, Chon chon; lo cual permite inferir que los sedimentos de esta unidad se depositaron entre el Permiano medio y el Triásico medio.

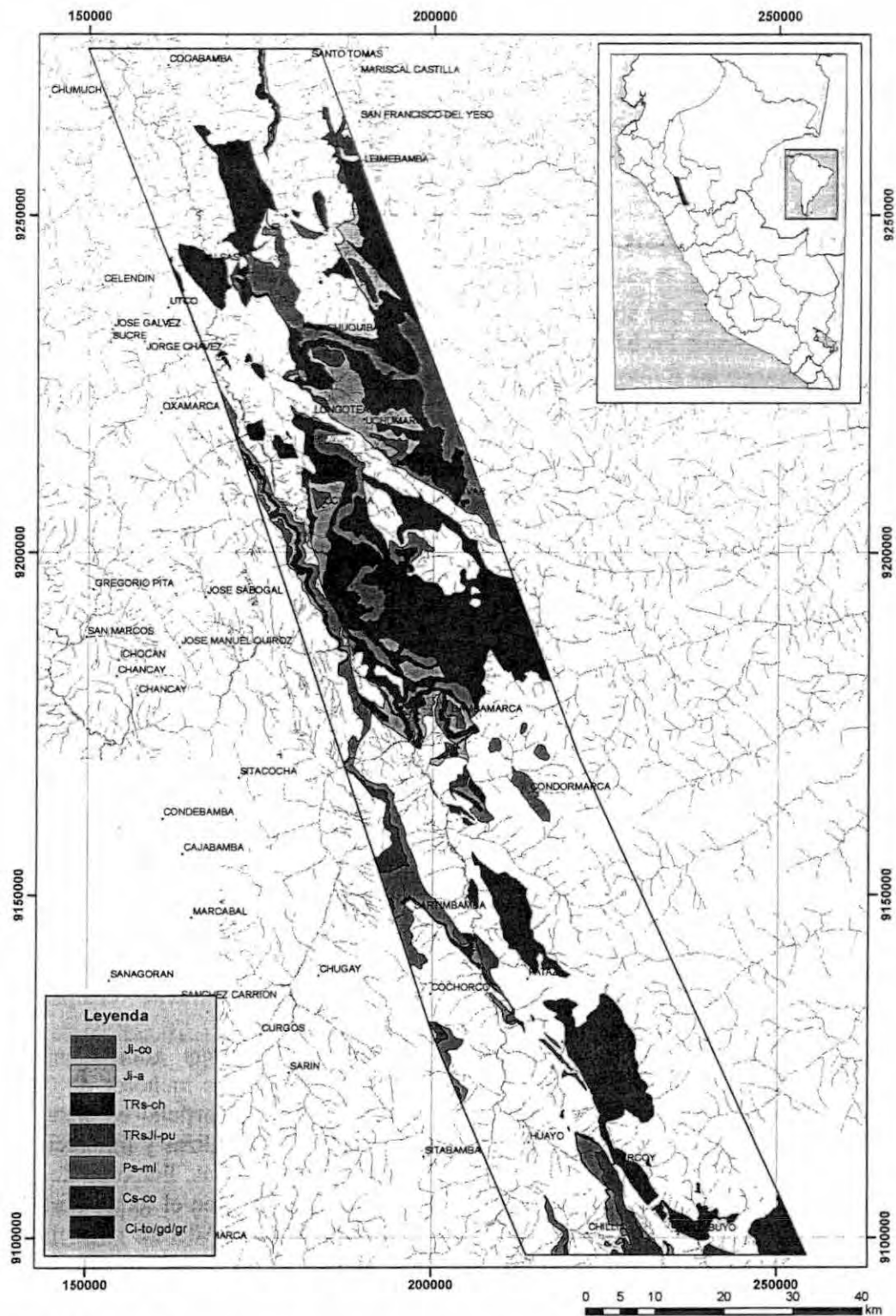


Figura 3.12 Mapa de afloramientos del Grupo Copacabana (CP-co), Grupo Mitu (Ps-mi), Grupo Pucara (TRs-ch, Ji-a, y Ji-co), en relación con el Batolito Gollón – Buldibuyo.

El Grupo Mitu aflora a lo largo de la Cordillera Oriental y su flanco occidental de modo que se le registra en Huánuco, Cerro de Pasco, Junín y en el sur del Perú, a modo de afloramientos discontinuos y con variaciones en la proporción de rocas volcánicas y rocas clásticas continentales.

3.5 TRIÁSICO JURÁSICO

3.5.1 Grupo Pucara

La secuencia calcárea que sobreyace al Grupo Mitu se describe como el Grupo Pucará de siguiendo la subdivisión hecha por Mégard F. (1968) en la zona de Huancayo; quien ha dividido a este grupo en las formaciones: Chambará, Aramachay y Condorsinga, empleando el término inicial propuesto por Mac Laughlin (1924) en la localidad de Pucará.

El Grupo Pucará esta ampliamente distribuido en el sector norte en los cuadrángulos de Bolívar y Leimebamba, entre Bambamarca y el valle del Utcubamba (figura 3.12). Al sur, en los cuadrángulos de Pataz y Tayabamba los afloramientos más completos se encuentran en el tramo inferior del río Capellanía y la quebrada Ñamin, en la quebrada Hualanga, en el sector este de la Laguna de Piaz, sin tener la extensión y continuidad del sector norte. Al sur de Parcoy el Grupo Pucará aflora como una franja continua hasta Yunguillas.

Litología y grosor

En la zona de estudio, se reconocen las tres formaciones que constituyen al Grupo Pucará: la **Formación Chambará** formada esencialmente por calizas, calizas dolomíticas y algunas areniscas calcáreas en la base, constituye el núcleo de pliegues moderados y destaca por su estratonomía de calizas en capas de 1 a 3 metros de grosor, formadas por estratos que contienen generalmente abundantes nódulos e inclusiones silíceas de forma irregular. Su estratificación es paralela dentro del conjunto, aunque tiene superficies de estratificación onduladas e irregulares; las calizas destacan por su resistencia a la erosión, tienen apariencia maciza; no obstante en algunos lugares se observan abundantes cuevas y depresiones; además, forma farallones y escarpas empinadas y características.

Las calizas de la Formación Chambará son grises a gris oscuras con coloraciones superficiales beige a marrón claro; se les describe como biomicritas, calizas dolomíticas, algunas dolomitas espáticas y calizas micríticas dolomitizadas; contienen espículas de esponjas, restos de ostrácodos, calciesferas, bivalvos equinodermos, etc., generalmente reemplazados por calcita espática.

La **Formación Aramachay** es fácilmente reconocible por sus afloramientos menos resistentes a la erosión, sus estratos generalmente tienen grosores menores de 0.40 m. Su estratificación es plana y paralela, de tipo tabular. Su color superficial es crema a beige, siendo marrón oscura a gris marrón en corte fresco. Consiste de calizas y limoarcillitas color marrón oscuro, intercaladas con calizas grises a negras, bituminosas, limoarcillitas calcáreas color marrón oscuro en estratos tabulares y delgados. Esta unidad en el sector norte contiene nódulos calcáreas esferoidales con diámetros entre 0.2 a 0.6 m. Además tiene un contenido importante de fósiles.

La **Formación Condorsinga** es la unidad superior del Grupo Pucará, presenta calizas micríticas y su distribución es mas restringida que las otras unidades, sin embargo, sus afloramientos se observan en el Nevado Pelado Chato, el C^o Cumulca al Sur de Uchamarca, en la quebrada Hualanga y en el río Capellanía. El rasgo distintivo de la Formación Condorsinga, es la estratificación delgada en su base, y gruesa hacia el tope. La Formación Condorsinga consiste de calizas micríticas grises, dispuestas en estratos delgados, con superficies de estratificación onduladas, paralelas.

El grosor del Grupo Pucará alcanza más de 800 m en las secciones del valle del Utcubamba, tiene aproximadamente 500 metros observables al Este de la laguna Piaz. Sin embargo, la distribución y grosor del Grupo Pucará hacia el valle del Marañón y al oeste del mismo, es variable; por ejemplo en el río Chusgón aguas abajo de Pucarito no se observan las calizas

sobre el Grupo Mitu, tampoco se observa el Grupo Pucará entre Chacanto y Celendín, en la localidad de Jahuay al sureste de Balsas, etc.; lo que se puede interpretar como ausencia por levantamiento y erosión subsecuente.

Edad y Correlación

El Grupo Pucará sobreyace en discordancia erosional a secuencias clásticas rojizas del Grupo Mitu al norte del caserío Convento, en discordancia angular al sur de Chuquibamba, al norte de Bambamarca en la margen derecha del río Chusgón y en el río Condormarca, esta relación también se puede observar en el tramo del pueblo de Bolívar – Longotea. Esta cubierto en discordancia angular por el Grupo Goyllarisquizga entre Bolívar y Longotea., en el valle del Utcubamba, en la Laguna Piaz, etc.

Por otra parte, tiene abundante contenido fosilífero sobre todo en las formaciones Chambará y Aramachay, que han sido reportados por: Wilson y Reyes (1964), Sánchez A., (1995), que indican los pisos Noriano del Triásico superior y Sinemuriano – Pliensbachiano del Jurásico inferior. En el valle del Utcubamba, Prinz, P., (1985), ha encontrado fósiles correspondientes a *Monotis* del Noriano (Triásico tardío), ammonites *Vermiceras*, *Arnioceras*, *Psiloceras*, *arietites* y *pecten peruanus* que indican el Sinemuriano, y *Cruciloboceras del Pliensbachiano*.

El contenido de paleofauna es importante y suficiente para establecer la edad de esta unidad y además permite caracterizar el ambiente de sedimentación marino como de tipo subtropical a tropical con aporte detrítico restringido y con lito y biofacies, dependientes de su posición en la cuenca de sedimentación. Pueden encontrarse diversas estructuras sedimentarias como son: laminación paralela, ondulada, estratificación sesgada, lenticularidad, bioturbación, presencia de fragmentos orgánicos, estructuras de deformación penecontemporánea, etc.

El Grupo Pucará se extiende hasta Ayacucho en el sur y se prolonga hacia el norte a territorio ecuatoriano, representa un ambiente marino, anaeróbico por la presencia de abundante materia orgánica, sobretodo en las unidades Chambará y Aramachay. La deformación que ha afectado a esta unidad se caracteriza por pliegues moderados y apretados en algunos lugares.

3.6 CRETACEO INFERIOR

La ausencia de unidades del Jurásico superior en la región cordillerana se suele interpretar como una reorganización del patrón paleogeográfico y una emersión de la región o bloque de la Cordillera Oriental, referido como Arco del Marañón (Benavides V., 1999) o geanticlinal del Marañón (Wilson, J., y Reyes, L., 1964) que se explica por la presencia de litofacies continentales de capas rojas (Formación Sarayaquillo) justamente a partir del Valle del Utcubamba hacia el levante. En la zona de estudio se produjo una sedimentación silicicoclástica que se conoce como Grupo Goyllarisquizga al que le sucede una secuencia calcárea depositada que involucra las formaciones Inca Chulec y Pariatambo.

El contacto superior de las areniscas del Grupo Goyllarisquizga es concordante con calizas del Albiano registradas como formaciones Inca, Chulec y Pariatambo o Formación Crisnejas (Benavides V., 1956). Igualmente sus grosores son variables y se incrementan hacia el oeste y este, su litología consiste de calizas y margas de colores cremas a pardo claro generalmente en capas delgadas a medias que tienen una expresión morfológica más suave, puede encontrarse calizas ferruginosas en la base y en la parte superior algunas calizas negras, bituminosas. Su contenido de paleofauna es abundante y corresponde al Albiano inferior a medio.

3.6.1 Grupo Goyllarisquizga

Las areniscas del Cretáceo inferior en el área de estudio se describen como Grupo Goyllarisquizga indiviso ya que en la práctica no es posible separar las unidades que si se distinguen al oeste en la cuenca Cajamarca como formaciones Chimu, Santa, Carhuaz y Farrat (Reyes, L., 1980), Wilson, J., 1984). Esta unidad tiene amplia distribución en ambos flancos del valle del Marañón y en el flanco izquierdo del valle del Utcubamba. El Grupo Goyllarisquizga esta mejor expuesto en el núcleo de pliegues y en fallas inversas a lo largo de la faja mesozoica

plegada y fallada de dirección NO – SE especialmente en el sector occidental de los cuadrángulos de Pataz, Bolívar. Los afloramientos más notorios se tienen entre Limón y Chacanto, en la quebrada Saumate y Huanabamba, a lo largo de los bloques hundidos de rocas mesozoicas que se encuentran, entre Bolívar – Longotea, Bambamarca – Calemar, Hualanga –Laguna Piaz – Buldibuyo.

Litología y grosor

La base consiste en estratos medianos a gruesos, de areniscas cuarzosas de color blanco, grano fino a grueso, algunas limoarcillitas carbonosas, con intercalaciones de areniscas de color blanco y gris claro, cuarzosas de grano fino a medio, en estratos de 0.5 a 1 m. Las intercalaciones pelíticas son gris oscuras, gris verdosas, en capas de 1 a 2 m.

En la parte media se observan de areniscas blancas a gris claras, cuarzosas en estratos de 0.3 a 0.7 m, interestratificadas con limoarcillitas calcáreas, limolitas de colores gris a gris oscuro, en estratos delgados, equivalente a la Formación Santa de la cuenca occidental. También se observa a la base intercalaciones de areniscas cuarzosas y limoarcillitas calcáreas de color verde. Esto se observa en la bajada a Molino Viejo, a Chacanto.

En la sección superior la secuencia es estrato y granodecreciente, se observan niveles con laminación rítmica ondulada y mayor proporción de limoarcillitas y areniscas de grano fino.

En resumen el Grupo Goyllarisquisga esta formado por areniscas cuarzosas de color blanco, blanco rojizo, blanco grisáceo a crema con coloraciones rojizas y pardas, que tienen algunas intercalaciones de limolitas y limoarcillitas grises, verdes y rojizas en las secciones media y superior de la secuencia, las que en total suman grosores entre 200 a 500 metros.

Edad y Correlación

El Grupo Goyllarisquisga yace en discordancia angular bien marcada sobre el Grupo Pucará y unidades más antiguas como el Complejo del Marañón generalmente desde Balsas hacia el norte. En cambio el contacto superior es concordante o se trata de una discordancia paralela con las calizas de las formaciones Chulec – Pariatambo del Albiano.

Los fósiles descritos en el Grupo Goyllarisquisga se han encontrado en la Formación Santa del cuadrángulo de Pataz en la bajada a Yanasara - el Pallar como son: *Valanginitis broggi* Lisson, *Paraglauconia*, etc. (Wilson y Reyes 1964) que permiten asignar esta unidad al Valanginiano superior; la cual es una edad referencial para el Grupo Goyllarisquisga que permite considerarlo del Cretáceo inferior; aunque no suficiente para precisar la edad desde la base al techo de tal unidad.

El Grupo Goyllarisquisga se extiende a lo largo de la cuenca occidental peruana desde la flexión de Abancay hasta la Cordillera del Cóndor en el norte, es correlacionado con las cuarcitas Hualhuani del Grupo Yura en el sur del Perú, y con el Grupo Morro Solar de franja costera de la región Lima. Se correlaciona también con el Grupo Oriente de las cuencas Huallaga, Ucayali, Santiago, etc.

En las areniscas del Grupo Goyllarisquisga se observa estratificación sesgada, tangencial, oblicua, de fuerte angulo, ondulitas, restos de plantas, algunos niveles carbonosos muy delgados, así como conglomerados cuarzosos finos y areniscas conglomerádicas, de extensión limitada. Se puede inferir ambientes eólicos, llanuras bajas próximas al mar y ambientes fluviales.

3.6.2 Formaciones Chulec - Pariatambo

El contacto superior de las areniscas del Grupo Goyllarisquisga es concordante con calizas del Albiano registradas como formaciones Inca, Chulec y Pariatambo en la cuenca occidental o como Formación Crisnejas (Benavides V., 1956) hacia el Marañón. Su distribución es similar al Grupo Goyllarisquisga. Las ocurrencias mas características de esta unidad son distinguibles por suelos de color parduzco a crema, se encuentran en la quebrada el Infiernillo, en el flanco este de la laguna Piaz, en las vecindades de la presa de relaves Alpamarca, en la carretera Chacanto - San Vicente – Longotea, etc.

3.6.3 Formaciones Chulec - Pariatambo

El contacto superior de las areniscas del Grupo Goyllarisquizga es concordante con calizas del Albiano registradas como formaciones Inca, Chulec y Pariatambo en la cuenca occidental o como Formación Crisnejas (Benavides V., 1956) hacia el Marañón. Su distribución es similar al Grupo Goyllarisquisga. Las ocurrencias más características de esta unidad son distinguibles por suelos de color parduzco a crema, se encuentran en la quebrada el Infiernillo, en el flanco este de la laguna Piaz, en las vecindades de la presa de relaves Alpamarca, en la carretera Chacanto - San Vicente - Longotea, etc.

Litología y Grosor

Consiste de calizas y margas de colores cremas a pardo claro, generalmente en capas delgadas a medias que tienen una expresión morfológica más suave, puede encontrarse calizas ferruginosas en la base con algunas areniscas calcáreas. En la parte media calizas arcillíticas, margas, limoarcillitas gris verdosas. En la parte superior de las secciones más occidentales del área, se tienen algunas calizas negras, bituminosas en estratos paralelos de 0.10 a 0.40 m de grosor, intercaladas con pelitas gris oscuras menores de 0.10 m de grosor. Sin embargo, sobre el Complejo del Marañón la secuencia calcárea del Albiano es más homogénea, no se distinguen las diversas formaciones, tiene menor grosor.

Los grosores de la secuencia Chulec - Pariatambo, son variables entre 150 a 300 m en la zona de estudio, se incrementan hacia el oeste donde se pueden diferenciar las tres formaciones en la región de Cajamarca.

El ambiente de sedimentación fue marino somero hacia el Complejo del Marañón y anaeróbico hacia el oeste especialmente para la parte superior que corresponde a la Formación Pariatambo.

Edad y Correlación

La secuencia calcárea de las formaciones Chulec - Pariatambo yace concordante sobre las areniscas del Grupo Goyllarisquizga y subyace a calizas macizas del Grupo Pulluicana del Cretáceo superior, en relación concordante.

Su contenido de bivalvos, gasterópodos, ammonites, dientes de tiburón, etc., es abundante, corresponde en mayoría al Albiano inferior a medio. Sin embargo, en la zona de Alpamarca, río Parcoy, se ha encontrado *Holectypus planatus* F. ROEMER var. *numismalis* (GABB), del Aptiano.

Por lo que la edad de esta unidad sería Aptiano - Albiano medio.

Esta secuencia corresponde a la Formación Crisnejas descrita por Benavides V., (1956). Se le correlaciona con la Formación Pariahuanca de los andes centrales BENAVIDES (1956), WILSON (1963) y con la parte inferior de la Formación Chonta de la Cuenca Huallaga (Sánchez A., 1995).

3.7 CRETACEO SUPERIOR

3.7.1 Grupo Pulluicana

Sobre las calizas del Albiano yacen concordantemente calizas en estratos gruesos más resistentes a la erosión, que se han cartografiado hacia el oeste en la cuenca occidental peruana como las unidades: Grupos Pulluicana y Quilquiñan, formaciones Cajamarca y Celendín; en el arco del Marañón se le ha registrado sólo como Grupo Pulluicana debido a su poco grosor y al acúñamiento e inexistencia de algunas unidades como el Grupo Quilquiñan, las formaciones Cajamarca y Celendín, cuyas litofacies hacia el Este, llegan aproximadamente hasta la inmediaciones de la localidad de Celendín en el norte y Pallar en el río Chusgón (cuadrángulo de Pataz). Los mejores afloramientos se observan a lo largo de la franja de rocas mesozoicas en la margen izquierda del río Marañón. Entre San Vicente y Longotea, Bambamarca y Callanmar, y en el bloque hundido de rocas cretácicas que se encuentra entre Hualanga - laguna Piaz - Parcoy - Buldibuyo.

Litología y grosor

Las calizas del Cretáceo superior denominadas en la figura 3.1 como Grupo Pulluicana conforman estratos paralelos, entre 0.30 a 1 m de grosor, destacan por su resistencia a la erosión. La petrografía de las calizas indica que se trata mayormente de biomicritas, dismicritas, Calizas bioespáticas, y calizas arcillosas; en estratos tabulares y con superficies de estratificación ondulada.

El grosor de las calizas del Cretáceo superior en su mayor parte es de 200 a 300 m; adelgazan sobre el Complejo del Marañon e inmediatamente al este, pueden tener hasta 150 metros por ejemplo al norte de Santo Tomás. En cambio incrementan su grosor hacia el oeste.

Edad y Correlación

Las calizas del Cretáceo superior yacen en concordancia sobre la Formación Pariatambo e infrayacen en discordancia debajo de la Formación Chota del Cretáceo superior – Paleógeno. Por su contenido fosilífero las calizas del Grupo Pulluicana se asignan al Albiano – Cenomaniaco, Benavides V. (1956).

Hacia el levante se correlaciona con la parte superior de la Formación Chonta (Sánchez, 1995). Es equivalente de la Formación Jumasha del Perú central descrita inicialmente por Mc Laughlin (1924).

3.8 CRETACEO SUPERIOR - PALEOGENO

3.8.1 Formación Chota

Esta unidad marca el fin de la sedimentación marina del Cretáceo, evidenciando un levantamiento y acumulación de molasas continentales que fueron descritas por Broggi J. A. (1942) en los alrededores de la ciudad de Chota en Cajamarca. Es fácilmente diferenciable por su coloración rojiza a púrpura.

Los afloramientos más extensos y de mayor grosor se encuentran en el Río Chusgón pasando el poblado de Covento. Otros afloramientos destacables se encuentran al sur de Bolívar y a lo largo de la depresión estructural entre Bolívar y Longotea. Entre Buldibuyo – Parcoy – laguna Piaz y Hualanga.

Litología y grosor

Al norte de Covento se observa una sedimentación más agresiva de conglomerados polimicticos con clastos redondeados de areniscas cuarzosas, calizas. El tamaño de los clastos varía entre 0.04 a 0.20 m aunque pueden tenerse clastos hasta de 0.70 m. Los conglomerados están interestratificadas con areniscas rojas y lodolitas en niveles delgados, que constituyen aproximadamente menos del 40 % del volumen total de la unidad.

En los afloramientos ubicados al oeste de Cerro Gigante se observan secuencias de areniscas cuarzosas despáticas rojizas, intercaladas con areniscas finas rojizas, lodolitas y limoarcillitas rojas, existen algunos niveles de lodolitas verdes y conglomerados finos como cuerpos lenticulares de poca extensión.

Al sur de Bolívar la Formación Chota consiste de una secuencia mayor de 400 m de grosor constituida esencialmente por areniscas y lodolitas rojizas y gris claras, en estratos de 0.30 a más de un metro de grosor.

Por lo general los afloramientos al oeste del valle del Marañon en el sector norte, consisten de areniscas y lodolitas rojizas a púrpuras con relieve suaves y una cobertura de suelos limoarcillosos.

El grosor de la Formación Chota es muy variable, por ejemplo, al norte de San Vicente su grosor es menor de 200 metros, en cambio en el valle del Chusgón puede alcanzar más de 600 m. dispuesta en capas cuyos grosores son mayores de 0.50 a varios metros.

Es evidente que el tamaño de los clastos disminuye hacia el este y al norte del valle del Crisnejas.

Edad y Correlación

De acuerdo a su posición estratigráfica, en el sector occidental yace concordante sobre la Formación Celendín, en el área del Marañón yace sobre las calizas del Grupo Pulluicana, mientras que en el Chusgón se observa que yace cubriendo una superficie de erosión sobre las calizas del Cretáceo superior; por lo que se asume que debe haberse acumulado durante el Cretáceo Superior y el Paleoceno.

La Formación Chota se correlaciona con la Formación Casapalca del Perú central (Mc Laughlin, 1924), y con la Formación Huaylas del Callejón de Huaylas (Cossio, 1964). Con la parte inferior del Grupo Huayabamba del área de Rioja (Sánchez, 1995).

3.9 NEÓGENO

3.9.1 Depósitos Cuaternarios

En el Pleistoceno ocurren una sedimentación generada por eventos glaciares que produjeron depósitos glaciofluviales cuyo origen se debe a la actuación de masas de glaciares en las partes altas de la Cordillera Oriental, que han dado lugar a la acumulación de morrenas en modo restringido, las que no alcanzan dimensiones mayores de 2 km. Se encuentran en la Cordillera de Calla Calla y en la Cordillera Ventanas-Condormarca-Bolívar. Las morrenas de mayor dimensión se encuentran al costado de la carretera Longotea-Bolívar, entre Unamen y Chilcahuayco. Los depósitos más abundantes son los glaciofluviales que cubren gran parte de los valles glaciares en los cuadrángulos de Bolívar y Leimebamba, especialmente al Sur de Calla Calla.

Los depósitos fluviales se han delimitado mayormente a lo largo del lecho de los ríos principales que discurren en el área de estudio. Su fragmentometría es variada e incluye los rangos de gravas, arenas, limo y arcilla. En los mapas geológicos se han cartografiado como depósitos aluviales (Q-al) a aquellos depósitos inconsolidados que han sido acumulados por la combinación de procesos coluviales, aluvionales y fluviales y que generalmente se ubican en las partes bajas inmediatas a las zonas elevadas y en los lechos de valles, se incluyen las terrazas aluviales antiguas.

Sus grosores son variables al igual que su extensión, igualmente su composición litoclástica y su fragmentometría, dependen de las rocas que han servido de fuente y de la distancia a aquella.

Bibliografía

- Audebaud E.** 1973. Geología de los Cuadrángulos de Sicuani y Ocongate. Servicio de geología y Minería. Boletín 25, Lima
- Benavides V.,** 1956. Geología de Cajamarca Bol. Soc. Geol. Perú Tomo 30 Parte I. Lima – Perú.
- Benavides, V.,** 1956. Cretaceous system in Northern Peru. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. Vol.108, art. 4, p. 386.
- Broggi J.,** 1942. Geología del Embalse del Río Chotano en Lajas Bol. Soc. Geol. Perú Vol. 12. Lima
- Caldas J., Palacios O., Pecho V., Vela Ch.** 1980. Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, boletín 32, serie A. Carta Geológica Nacional. Lima. Perú.
- Caldas J., Reyes L.** 1987. Geología de los cuadrángulos de Las Playas (9-c), La Tina (9-d), Las Lomas (10-c), Ayabaca (10-d), San Antonio (10-e), Chulucanas (11-c), Morropón (11-d), Huancabamba (11-e), Olmos (12-d) y Pomahuaca (12-e). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, boletín 39, serie A. Carta Geológica Nacional. Lima. Perú.

- Cobbing J., Quispesivana L., Paz M., 1996.** Geología de los Cuadrángulos de Ambo, Cerro de Pasco y Ondores. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, boletín N°. 77. Serie A. Lima – Perú.
- Cossio A., 1964.** Geología de los cuadrángulos de Santiago de Chuco (17 – g) y Santa Rosa (18 – g). Bol. Cart. Geol. Nac. N° 8. Serie A. Lima
- Dalmayrac B., Laubacher, G., Marocco, R., 1983.** Caracteres Generales de la Evolución de los Andes Peruanos. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 12. Serie D. Lima.
- Dalmayrac B. 1986.** Estudio Geológico de la Cordillera Oriental, Región Huánuco. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Boletín Boletín N° 11. Serie D. Lima – Perú.
- Fyfe D, Tafur H, y Vosburgh R 1942.** Comisión Geológica del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú.
- Guisado J., Landa C., 1966.** Geología del Cuadrángulo de Pampas. Boletín Servicio de. Geología y Minería Boletín N°12. Lima – Perú.
- Klinck, B., Palacios, O., Allison, R., Hawkins, M., De La Cruz, J., De la Cruz, N., 1993.** Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al Oeste del lago Titicaca – Sur, Perú. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 42. Serie A. Lima.
- Kobe H. 1977.** El Grupo Pucará y su mineralización en el Perú central. Boletín Sociedad. Geológica del Perú, T-55. Lima – Perú.
- Laubacher G. 1978.** Estudio Geológico de la Región Norte del Lago Titicaca. Bol. Inst. Geol. Min. Met. N° 5. serie D.
- León W., Monge R., Chacón N., 1996.** Geología de los cuadrángulos de Chuchurras, Ulcunayo, Oxapampa y La Merced. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Boletín N° 78. Serie A. Lima – Perú.
- Lipa V., Larico W., Cuyubamba V., 1997.** Geología de los Cuadrángulos de Puerto Oriente Ana María, y Río Trapiche. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 101. Serie A. Lima .
- Mac Laughlin D. 1925.** Geología de los Andes Peruanos en Lima y Junín.
- Marocco, R., Garcia Zavaleta, F., 1974.** Estudio Geológico de la Región entre Cusco y Macchu Picchu. Bull. Inst. Franc. Etud. Andines, III, N° 2, p. 1-27.
- Mégard F., 1968.** Geología del Cuadrángulo de Huancayo. Servicio de Geología y Minería. Boletín N° 18, serie A. Lima – Perú.
- Megárd, F. 1979.** Estudio Geológico de los Andes del Perú Central. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Boletín N° 8 Serie D, Estudios Especiales. Lima – Perú
- Megárd F., Caldas J., Paredes J., De La Cruz N., 1996.** Geología de Cuadrángulos de Tarma, La Oroya y Yauyos. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Boletín N° 69, serie A Lima – Perú.
- Newell N. 1945.** Investigaciones geológicas en las zonas circunvecinas al lago Titicaca: Bol. Soc. Geol. Perú. T-8 P. 46. Lima.
- Newell N., y Tafur I., 1943.** Ordovícico fosilífero en la Selva Oriental del Perú. Boletín Sociedad Geológica del Perú. 14, pp 5-16. Lima.
- Palacios O., (1980)** El Grupo Pucará en el Perú Central. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. N° 67. Lima – Peru.
- Perales F. 1994.** Glosario de Correlaciones estratigráficas en el Perú
- Quispesivana L., 1996.** Geología del cuadrángulo de Huánuco Instituto Geológico Minero y Metalúrgico Boletín N° 75. Serie A. Lima – Perú.
- Reyes L., 1980.** Geología de los Cuadrángulos de Cajamarca (15-f), San Marcos (15-g), y Cajabamba (16-g). . Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, boletín 31, serie A. Carta Geológica Nacional. Lima. Perú.
- Rivera R. 1955.** Lexique Stratigraphique International Fasc. 5b Perou
- Rodríguez A., Chalco A., 1975 .**Cuenca Huallaga, reseña geológica y posibilidades petrolíferas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú N° 45.p 182 – 212

- Rosas S. y Fontbote L.** (1995) Evolución Sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico Sup. – Jurásico Inf.) Boletín Sociedad Geológica del Perú. Volumen Jubilar p. 279.
- Ruegg W., y Fyfe D.**, 1950. Algunos aspectos sobre la estructuración de la cuenca del Alto Amazonas: Bol. Inst. Sud. Am. Petrol. Vol. 3. N° 2
- Salazar H.** (1993). Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chinchá, Tantará y Castovirreyna. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, boletín N°. 44. Serie A. Lima – Perú.
- Sanz V.**, 1974. Geología preliminar del área de Tigre - Corrientes en el nororiente Peruano: Bol. Soc. Geol. Perú N° 44. Lima.
- Sánchez A.** 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande (12-g), Jumbilla (12-h), Lonya Grande (13g), Chachapoyas (13-h), Rioja (13-i), Leimebamba (14-h) y Bolívar (15-h) Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, boletín N° 56. Serie A. Lima –Perú.
- Sánchez A., Dávila D., De la Cruz N.** 1996. Geología del Cuadrángulo de Jaén. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 62 , serie A. Lima
- Sánchez, J., Lagos, A., Alvarez, D.**,1998. Geología de los Cuadrángulos de Juscusbamba (16 -i) y Pólvora (16-j). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Boletín N° 119 serie A. Lima
- Steinmann G.**1930. Geología del Perú. Ed. Heidelberg.
- Tafur I.** 1950. Geología del Valle de Cajamarca. Tesis Doctoral UNMSM, Lima p. 29.
- Wilson J., Reyes L.**,1964. Geología del Cuadrángulo de Pataz. Comisión Carta Geológica Nacional, Boletín N° 9 serie A, Lima – Perú
- Wilson J., Reyes L., Garayar J.**, 1967. Geología de los cuadrángulos Mollebamba, Taya-bamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz, y Huari. Servicio de Geología y Minería. Boletín N° 16. Serie A. Lima – Perú.
- Wilson J.** (1984). Geología de los cuadrángulos de Jayanca (13-d), Incahuasi (13-e), Cutervo (13-f), Chiclayo (14-d), Chongoyape (14-e), Chota (14-f), Celendín (14-g), Pacasmayo (15-d), Chepén (15-e) Bol. Inst. Geol. Min. Met. N° 38. Serie A. Lima.

4 MAGMATISMO

4.1 Rocas Plutónicas e Intrusivas

4.1.1 Introducción

A lo largo del flanco occidental de la Cordillera Oriental ubicada al este del Río Marañón, en la región Nororiental del Perú, jurisdicción de los departamentos de La Libertad (provincias Bolívar y Pataz), Amazonas (provincia de Chachapoyas) se encuentra un conjunto de rocas plutónicas e intrusivas emplazadas en rocas metamórficas y sedimentarias del Neoproterozoico? - Paleozoico inferior, el que ha sido denominado Batolito de Pataz por Schreiber et. al. 1990, y considerado de edad carbonífera en base a su posición estratigráfica y algunas dataciones Ar – Ar.

La Cordillera Oriental es parte de la faja orogénica paleozoica que tiene dirección NO – SE, conformada esencialmente por rocas metamórficas del Complejo del Marañón, rocas sedimentarias y volcánicas del Paleozoico inferior y Paleozoico superior. Se trata de un área poco estudiada en cuanto a la geología regional, si bien se han realizado varios estudios acerca de la petrografía, geoquímica y estructura de los cuerpos de rocas graníticas en las áreas de Pataz a Parcoy dentro de los cuales se encuentran vetas de cuarzo auríferas que vienen siendo explotadas regularmente en las últimas tres décadas. Las rocas plutónicas del Batolito han sido descritas someramente por Wilson J. y Reyes L. (1964), Wilson et. al. (1967) y Sánchez A. (1995); en el marco de levantamientos geológicos regionales de la Carta Geológica Nacional; Schreiber et. al. (1990), Vidal et. al. (1995) y Haeblerlin et. al. (2002) tratan con mayor detalle la geoquímica, geocronología e isótopos de las rocas plutónicas asociadas con los yacimientos auríferos vetiformes que se encuentran en las áreas de operaciones de las compañías mineras Poderosa S.A., Minera Aurífera Retamas y el Consorcio Minero Horizonte, principalmente.

Schreiber et al. (1990) ha considerado que el Batolito de Pataz se ha emplazado a lo largo de una zona de fractura de dirección norte noroeste y que corresponde a una serie de magmas calco alcalinos geoquímicamente variada; con la cual están relacionadas genéticamente la formación de vetas de cuarzo auríferas. Similar relación es propuesta por Vidal et. al. (1995); aunque Haeblerlin et. al. (2002) consideran que el batolito sólo ha servido como receptor de fluidos mineralizantes que ascendieron a lo largo de grandes lineamientos litosféricos relacionados con procesos de levantamiento.

El segmento estudiado en las áreas de los yacimientos de la Lima a Cerro Gigante tiene una longitud de 60 km, sin embargo, el área en la que se encuentran cuerpos plutónicos e intrusivos similares, tiene continuidad a lo largo de 185 km. A fin de lograr un conocimiento más completo de las rocas graníticas se ha considerado necesario estudiarlas en amplitud regional, teniendo en cuenta su vinculación a los procesos de tectónica de placas. Se ha hecho el estudio geológico de las rocas plutónicas e intrusivas que se encuentran entre las inmediaciones del poblado de Buldibuyo (Figura 4.1) en el sur y las proximidades de Santo Tomás en el norte.

El estudio en el terreno se ha desarrollado entre los años 2003 - 2005 involucrando trabajo de campo de 120 días/año, los dos primeros años y 90 días en el 2005, ello ha permitido realizar el cartografiado de las diversas unidades que constituyen el batolito así como la colección de las muestras respectivas para estudios petrográficos, análisis químicos, dataciones. Adicionalmente se ha examinado las estructuras vinculadas a las rocas plutónicas y a las vetas de cuarzo. Los análisis de elementos traza y tierras raras

han sido hechos en los laboratorios de SGS, mientras que los análisis de elementos mayores y menores han sido realizados en los laboratorios de INGEMMET. Las dataciones Ar - Ar, K-Ar, que se presentan han sido realizadas por SERNAGEOMIN en Chile.

Conjuntamente con este reporte se incluyen nuevos mapas geológicos, datos analíticos, así como las interpretaciones hechas en base a la información obtenida.

4.1.2 Marco Geológico

Las rocas plutónicas e intrusivas que constituyen el Batolito Balsas – Pataz – Buldibuyo conforman una faja alargada de rumbo andino que tienen como encajonante: rocas metamórficas, metavolcánicas y metasedimentarias del Complejo del Marañón (figura 4.1), entre las metamórficas se pueden diferenciar paragneises, paraesquistos y filitas que muestran varias fases de deformación. Luego se tienen rocas metavolcánicas con esquistosidad burda, algunas metareniscas que alcanzan un grado de metamorfismo del tipo esquistos verdes de bajo grado. Sobre el complejo metamórfico yacen pizarras y lutitas pizarrosas gris oscuras con graptolites descritas como Formación Contaya, del Ordoviciano inferior. En el macizo de la Cordillera Oriental y su flanco occidental hacia el Valle del Marañón se observa lavas verdosas y lavas amohadilladas que sobreyacen en discordancia angular a la secuencia con metareniscas y metapelitas con segregaciones de cuarzo lechozo. Mientras que en el Marañón y el flanco occidental del valle, se han identificado areniscas y pelitas del Grupo Ambo del Carbonífero inferior yaciendo discordantes sobre rocas del Paleozoico inferior y más antiguas. Se han identificado además un conjunto de rocas volcánicas verdosas, piroclásticas, brechas e ignimbritas que tienen intercalaciones de areniscas y pelitas grises a marrones en donde Sánchez J. et. al. (1998) reportan restos de plantas del Carbonífero, el conjunto sobrepasa los 1000 metros de grosor y se extiende desde el sector noreste de Huaylillas (La Libertad) hasta el Abra Barro Negro (Amazonas), a este conjunto se ha cartografiado como Formación Lavasen, y se le considera como parte del Grupo Ambo. Regionalmente se conoce que durante el Pensilvaniano tardío y el Permiano temprano una plataforma carbonatada cubre discordantemente las molasas del Grupo Ambo. En la zona de estudio existen escasos testigos de esta plataforma que consisten de calizas, calizas arenosas con algunas intercalaciones de pelitas gris oscuras en estratos delgados y con restos de *Spirifer*, *Productus* corales, crinoideos, ostracodos y fusulínidos que permiten considerar una edad Leonardiana. El contacto superior es una leve discordancia con los conglomerados, areniscas rojas y volcanitas del Grupo Mito, que se considera como el resultado de una sedimentación continental y magmatismo efusivo e intrusivo que tuvo lugar en un régimen tectónico en extensión entre el Permiano medio y el Triásico medio.

Luego de la acumulación del Grupo Mito relacionado a un proceso de levantamiento, en el Triásico superior se produce una transgresión marina que fosiliza el relieve pre existente dando inicio al ciclo andino (Dalmayrac B., et. al. 1988). Como resultado se acumuló la secuencia carbonatada clástica del Grupo Pucará, que la constituyen tres formaciones: Chambará, Aramachay y Condorsinga, las que de acuerdo al contenido de fósiles se acumularon entre el Triásico Superior y Jurásico Inferior.

La ausencia de unidades del Jurásico superior en la región cordillerana se interpreta como una reorganización del patrón paleogeográfico y una emersión de la región o bloque de la Cordillera Oriental, referido como Arco del Marañón (Benavides V., 1999) o geanticlinal del Marañón (Wilson, J., y Reyes, L., 1964) con el cual se relaciona la

presencia de litofacies continentales de capas rojas (Formación Sarayaquillo) justo a partir del Valle del Utcubamba hacia el levante.

Durante el Cretáceo inferior en la zona de estudio se produjo una sedimentación silicoclastica que dio lugar a la secuencia de areniscas cuarzosas, de color blanco rojizo, con limolitas y limoarcillitas grises, verdes y rojizas en las secciones media y superior de la secuencia, las que en total suman grosores de 300 a 500 metros; que se incrementan hacia el oeste en la cuenca occidental peruana y hacia el este en la cuenca oriental o cuenca Huallaga. En esta latitud las areniscas del Cretáceo inferior se describen como Grupo Goyllarisquisga indiviso ya que en la práctica no es posible separar las formaciones que si se pueden cartografiar al oeste. En general el Grupo Goyllarisquisga yace discordantemente sobre las unidades precedentes y de acuerdo a algunos restos de plantas se le considera de edad Valanginiana – Aptiana.

El contacto superior de las areniscas del Grupo Goyllarisquisga es concordante con calizas del Albiano registradas como formaciones Inca, Chulec y Pariatambo o Formación Crisnejas (Benavides V., 1956). Igualmente sus grosores son variables y se incrementan hacia el oeste y este, su litología consiste de calizas y margas de colores cremas a pardo claro generalmente en capas delgadas a medias. Puede encontrarse calizas ferruginosas en la base y en la parte superior algunas calizas negras, bituminosas. Su contenido de paleofauna es abundante y corresponde al Albiano inferior a medio.

El Cretáceo superior consiste de calizas en estratos gruesos mas resistentes que yacen concordantemente sobre las calizas albianas, e incluye las unidades: Grupos Pullucana y Quilquiñan, formaciones Cajamarca y Celendín; en el arco del Marañon se le ha cartografiado sólo como Grupo Pullucana debido a su poco grosor y al acuñaamiento e inexistencia de algunas unidades como el Grupo Quilquiñan, las formaciones Cajamarca y Celendín.

En el sector occidental y sur del área de estudio se encuentra una secuencia de conglomerados, areniscas y lodolitas rojas que se conocen como Formación Chota, la que sobreyace a las calizas de Pullucana con discordancia erosiva. Esta unidad se considera del Cretáceo superior – Paleógeno.

4.1.3 Forma y Estructura del Batolito Gollón – Buldibuyo

Los afloramientos de rocas plutónicas e intrusivas se observan desde 1000 a 4250 msnm en un relieve con fuerte disección que en algunos casos alcanza diferencias de nivel hasta de 2200 m entre el fondo de valles en “V” y las cumbres que separan los cursos fluviales.

El Batolito de Gollón - Callangate se encuentra emplazado en rocas del Complejo del Marañon, del Paleozoico inferior y superior incluyendo el Grupo Ambo y parte de la Formación Lavasén, que se le observa también como techos colgantes. Las capas rojas del Grupo Mito del Permiano superior, yacen sobre el Batolito en disconformidad heterolítica. Por otra parte la mayoría de cuerpos plutónicos tienen por lo menos un contacto tectónico ya sea con las rocas de caja o con rocas más jóvenes.

El Batolito Gollón – Buldibuyo esta conformado por un conjunto de cuerpos plutónicos dispuestos de manera discontinua, a lo largo de 185 kilómetros en una franja que sigue una dirección NO – SE de 20 a 25 kilómetros de ancho, entre Santo Tomás – Buldibuyo. Su amplitud es menor de 12 km entre el río Condormarca y Buldibuyo (Figura 4.1) en el sector sur.

Se distinguen hasta 7 macizos plutónicos que están compuestos esencialmente por granodioritas a tonalitas en el sector occidental y granitos más voluminosos en el sector

oriental, destaca el macizo plutónico de Callangate. Además, existen mas de 20 cuerpos pequeños, dispuestos a lo largo del alineamiento NO – SE. La expresión superficial de estos cuerpos es alargada en sentido NO –SE a N-S en su mayoría limitados por fallas en sus contactos laterales.

Se trata de un batolito compuesto conformado mayormente por plutones simples que tienen ligeras variaciones en su composición y que en algunos casos contienen enclaves de las rocas ígneas precursoras que tiene dimensiones desde algunos centímetros hasta bloques de centenas de metros.

El Batolito Gollón – Buldibuyo constituye el extremo septentrional del Batolito de la Cordillera Oriental, el cual esta segmentado; justamente al este de Buldibuyo se observa cuerpos plutónicos de gran amplitud dispuestos en un alineamiento de dirección similar pero desplazado ligeramente hacia el Este en relación con el alineamiento del Batolito Gollón – Buldibuyo.

4.1.4 Nomenclatura

El conjunto de rocas plutónicas que afloran en los alrededores de Pataz, ha sido denominado **Batolito de Pataz** por Schreiber et. al. (1990). Dadas las características estructurales y petrológicas, así como la continuidad y extensión de las unidades plutónicas, bien puede considerarse como Batolito Pataz – Buldibuyo al conjunto de rocas plutónicas e intrusivos menores que se encuentran entre la quebrada La Lima al norte de Pataz y la localidad de Buldibuyo. Por otra parte Sánchez A. (2006) denomina **Batolito Gollón - Callangate** al conjunto de rocas graníticas plutónicas e intrusivos menores que se encuentran entre Bambamarca y Santo Tomas en el sector norte del área de estudio, considerando la ubicación geográfica de dos lugares muy conocidos en la región; el pueblo de Gollón (Amazonas) que se encuentra en la parte central de los cuerpos plutónicos del extremo norte del área de estudio y el Tambo de Callangate localizado también en la parte central y sur de los macizos plutónicos localizados al sur y sudoeste de Bolívar.

Teniendo en consideración la extensión regional de las rocas plutónicas e intrusivas a lo largo de la Cordillera Oriental, de acuerdo con el Mapa Geológico del Perú, publicado por el INGEMMET (1999), se puede hablar de un **Batolito de La Cordillera Oriental** que se extiende desde la latitud de Lonya Grande (6° 7' S) en el extremo norte hasta la Laguna de Aricoma (14° 20' S), a lo largo de 1400 km. Sin embargo, según algunas características petrológicas y dataciones, tal Batolito se puede subdividir por lo menos en dos segmentos mayores; uno septentrional entre Bagua Grande (Amazonas) y Junín en el centro del Perú con una longitud aproximada de 600 km el que esta esencialmente conformado por cuerpos plutónicos del Carbonífero. El segmento meridional entre Junín y la Laguna de Aricoma constituido en su mayoría por cuerpos plutónicos del Triásico o Permo triásicos.

Los batolitos de Pataz (Schreiber,1990), Gollón – Callangate (Sánchez, 2006), constituyen parte del segmento septentrional del Batolito de la Cordillera Oriental; y para propósitos prácticos de acuerdo al alcance del presente estudio se les agrupa y describe en esta memoria como **Batolito Gollón – Buldibuyo**; el cual incluye al conjunto de rocas plutónicas e intrusivas que se encuentran entre Santo Tomas y Buldibuyo, considerando que son localidades conocidas ubicadas casi en los extremos de la franja donde afloran las rocas graníticas que en este caso, están asociadas con mineralización aurífera tipo vetas de cuarzo.

Para la nomenclatura estratigráfica de las rocas graníticas se ha optado por los términos litoestratigráficos definidos como equivalentes de términos litodémicos o de rocas

graníticas, en el sentido y las equivalencias propuestas por White et. al. (2001), considerando que los términos suite(serie), supersuite(superserie) en su traducción al español tienen otro uso y significación en estratigrafía. Las equivalencias propuestas por White et. al. 2001 son:

| Términos Litoestratigráficos | Términos para rocas graníticas |
|-------------------------------------|---------------------------------------|
| Supergrupo | Supersuite |
| Grupo | Suite |
| Formación | Plutón o Unidad |
| Miembro | Fase |
| Complejo | Granitos o Complejo |

Sin embargo, la diferencia con las unidades litoestratigráficas en el sentido de la Guía Estratigráfica Internacional, es que se usa terminos de una formación (plutón) para designar al Grupo, agregándole en este caso un termino geográfico complementario que hace referencia a la extensión de tal unidad y/o la representatividad del afloramiento por sus características petrográficas y su composición. Este mismo criterio se ha seguido en la designación de unidades a fin de dar una idea de su extensión geográfica; verbigracia: Formación Granodiorita - Tonalita Gollón – La Lima, y en el caso anterior Grupo Tonalitas – Granodioritas Gollón – Parcoy. En el caso de las rocas graníticas la unidad fundamental es el Grupo. Se prefiere el término Formación en vez de Plutón, ya que eventualmente en el primero se pueden incluir diques o cuerpos subvolcánicos intrusivos.

La definición de unidades graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo se ha hecho esencialmente de acuerdo a los rasgos observados en afloramiento, la petrografía y la composición mineralógica. No obstante han sido de gran utilidad los análisis químicos de algunas unidades.

4.1.5 Unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo

Las rocas plutónicas y los cuerpos intrusivos menores asociados se han subdividido de modo similar a las unidades litoestratigráficas, definiendo unidades conformadas por rocas plutónicas de acuerdo a las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional, versión abreviada Murphy M. & Salvador A. (2001). Se ha preferido anteponer el término de unidad “Formación” al nombre de litológico de campo y luego se ha agregado un nombre geográfico correspondiente a la ubicación del cuerpo plutónico o plutón. Considerando su extensión, distribución, similitud en textura y composición se ha utilizado el término de unidad de mayor rango “Grupo” para reunir formaciones graníticas con rasgos petrográficos y composicionales similares.

En el Batolito Gollón – Buldibuyo se han cartografiado cuerpos plutónicos e intrusivos menores emplazados en rocas del Complejo del Maraño y del Paleozoico inferior. Se han diferenciado las siguientes unidades plutónicas e intrusivas, de acuerdo a sus relaciones de contacto, textura, estructura, composición mineralógica y química. En la mayoría de los casos (Figura 4.2) se indica entre paréntesis los símbolos empleados en los mapas, las unidades graníticas son:

- Formación Gabro-diorita Retamas (gdí - r)
- Grupo tonalitas-granodioritas Gollón-Parcoy
 - Formación granodiorita-tonalita Gollón - La Lima (gd/to – gl)
 - Formación granodiorita Balsas (gd – ba)
 - Formación tonalita-granodiorita Lavador (to/gd – la)

- Formación granito Chanchillo (gr – ch)
- Grupo granitos Callangate – Río Yuracyacu
- Formación granitos Callangate (gr – ca)
- Formación granitos Malomea (gr – ma)
- Formación granitos Buldibuyo (gr – bu)
- Formación granodiorita La Montañita (gd – lm)
- Formación Granitos Chacanto (gr – cha)
- Monzodiorita San José (mzdi – sj)
- Granodiorita Tingo Grande (gd – tg)

También existen unidades intrusivas cuyas relaciones de contacto, textura, composición y algunas dataciones hechas indican que se trata de unidades cenozoicas, estas son:

- Formación granodiorita El Huayo (gd – eh)
- Formación andesitas - dacitas Cerro Negro (anda – cn).
- Formación diabasa San Miguel (di – sm)

A lo largo de franja estudiada se han registrado esencialmente dos tipos de diques:

- diques graníticos en general, de colores claros que agrupan diques de composición tonalítica a granítica o sus equivalentes subvolcánicos y cuya textura es holocristalina, inequigranular a porfirítica de grano fino a medio, incluyen microgranitos, aplitas, emplazados tanto en el Batolito como en las rocas encajantes
- diques andesítico - diabásicos de color oscuro igualmente distribuidos tanto en rocas del batolito como en las rocas de caja.

4.1.5.1 Formación Gabro diorita Retamas

Son cuerpos generalmente pequeños distribuidos irregularmente a lo largo del batolito, ubicados hacia los bordes o como bloques incluidos en cuerpos plutónicos más félsicos. Se le ha asignado el nombre Retamas considerando los afloramientos que existen en el pueblo de Retamas justamente al sur de la planta de tratamiento de la Compañía Horizonte, en los primeros tramos del corte de carretera a Parcoy. Los cuerpos más representativos de esta unidad se encuentran en:

- Las márgenes del río Cujibamba - Sute 1 km al oeste - sudoeste de Yalen, modo de bloques remanentes y xenolitos dentro de un cuerpo granítico; alcanza dimensiones hasta de 200 – 300 metros.
- Al sudeste de Nimpana se encuentran hasta tres cuerpos pequeños alineados en sentido SSE. Algunos bloques de diorita a cuarzodiorita existen en el borde sur del plutón de Shicun. Todos estos cuerpos intrusivos están emplazados en el Complejo del Marañon.
- Desde el flanco sur de la quebrada La Lima hasta el río Hualanga en Patáz los cuerpos de diorita constituyen remanentes en el borde occidental del Batolito y como bloques incluidos en la granodiorita Gollón – La Lima. Se pueden observar en el corte de carretera Paraíso La Lima, entre Papagayo y la quebrada el Tingo, en las inmediaciones del Cedro y el Huayco. Son cuerpos entre 0.2 a 2 km con formas variadas.
- En el río Ariabamba se observan cuerpos de dioritas a gabros en la confluencia de los ríos Ariabamba y Malomea, aguas arriba del Campamento Ariabamba, y como bloques pequeños en el tramo inferior del camino que va de Buenavista hacia la Cordillera en dirección de la Laguna Pepina. Todos ellos están incluidos en granodioritas Gollón - La Lima.
- Entre Retamas y Llacuabamba se encuentra un cuerpo de diorita a cuarzo diorita de 5 x 1 km en el borde oriental del macizo plutónico que se extiende tanto al

sudoeste como al noreste, esta emplazado cortando lavas en almohadillas y coladas macizas de color verde de la Formación Tres Lagunas; es cortada por la Formación granodiorita Gollón.

- Otro afloramiento de diorita se encuentra al este de Buldibuyo emplazado en lavas verdes de la Formación Tres Lagunas en el río Huancascocha.

Los afloramientos de la unidad de gabro dioritas constituye parte de cuerpos plutónicos fragmentados que antecedieron a los otros componentes del Batolito y se les encuentra como cuerpos pequeños, bloques, xenolitos e inclusiones pequeñas, dentro de las intrusiones más jóvenes; en partes han sido asimilados parcialmente.

En su mayor parte son rocas de estructura maciza isotrópica con variaciones de grano medio a grueso, mesócratas. Se nota además que las dioritas presentan mayor fracturamiento que las rocas circundantes y están atravesadas por algunas venillas con minerales verdes. Tienen texturas isotropas, inequigranulares e hipidiomórficas.

Sus componentes mineralógicos son: plagioclasas, piroxenos, hornablenda, biotita, cuarzo menos del 8 % como accesorios apatito, zircón y opacos que pueden estar entre 1 a 3 %; los minerales secundarios son clorita, epidota y calcita y algunos óxidos asociados con los minerales máficos. En el cuerpo de diorita de Retamas se observa reemplazamiento gradacional de piroxeno por anfíboles (Microfotografía). El contenido de cuarzo suele incrementarse hacia los contactos con tonalitas y granodioritas.

De acuerdo a la composición modal (figura 4.3) la mayoría de las muestras se clasifican como dioritas, en menor proporción gabros y en algunos casos como cuarzodioritas o cuarzomonzodioritas de acuerdo al incremento en el contenido de cuarzo y feldespato.

4.1.5.2 Grupo Tonalitas – Granodioritas Gollón - Parcoy

Conforman un conjunto de cuerpos plutónicos separados, dispuestos en el sector occidental del Batolito Gollón – Buldibuyo, poseen rasgos similares en cuanto a su estructura interna, su composición y rasgos macroscópicos en general; si bien con algunas peculiaridades texturales. Se han diferenciado 4 formaciones cuya litología varía mayormente entre tonalitas a granodioritas; estas unidades son cartografiables a escala regional y están dispuestas como plutones de extensión definida (figura 4.2). Las tonalitas – granodioritas se encuentran desde Gollón hasta las inmediaciones de la quebrada Pomachay en el sector occidental del Cerro Gigante.

4.1.5.2.1 Formación Granodiorita - Tonalita Gollón – La Lima

El nombre de la unidad proviene de los plutones, Gollón en el norte y La Lima en la zona de Pataz que son los más representativos del conjunto de granodioritas – tonalitas que se encuentra en el Batolito Gollón – Buldibuyo. Constituyen el referente material de tal unidad por su accesibilidad y extensión.

El plutón de Gollón es un cuerpo plutónico que se encuentra al norte del Abra de Chanchillo entre los ríos Illabamba – Gollón y Pacae Grande. Tiene forma alargada de

Grupo Granodiorita - Tonalita Gollón - La Lima

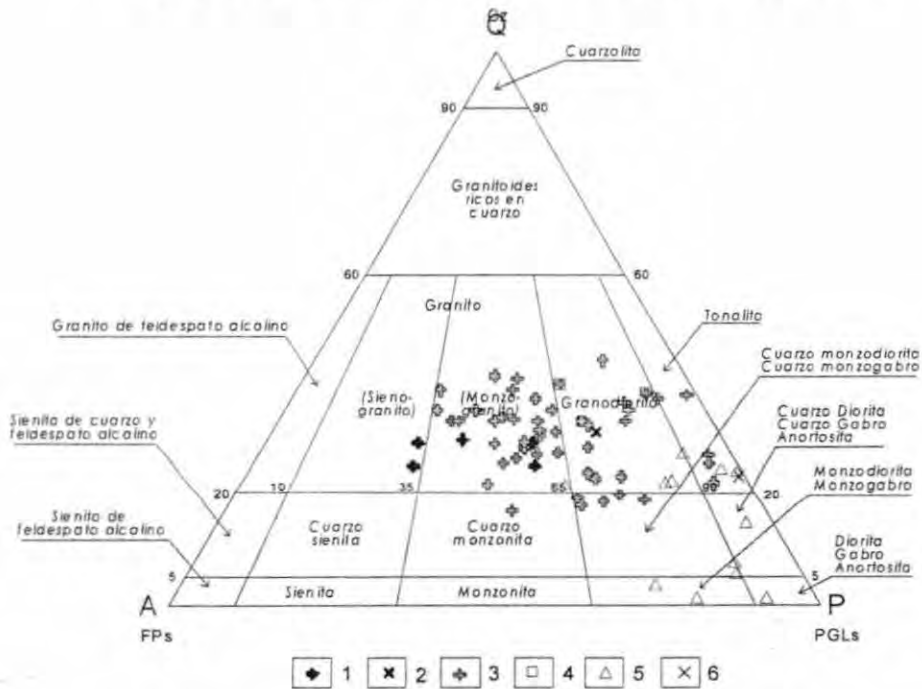


Figura 4.3 Clasificación Modal QAP (Streckeisen 1976) de las unidades: 1: Abra Chanchillo, 2: Gollón – La Lima, 3: Balsas, 4: Lavador, 5: Retamas, 6: Xenolito de Retamas, del Batolito Gollón – Buldibuyo.

Grupo Granodiorita - Tonalita Gollón - La Lima

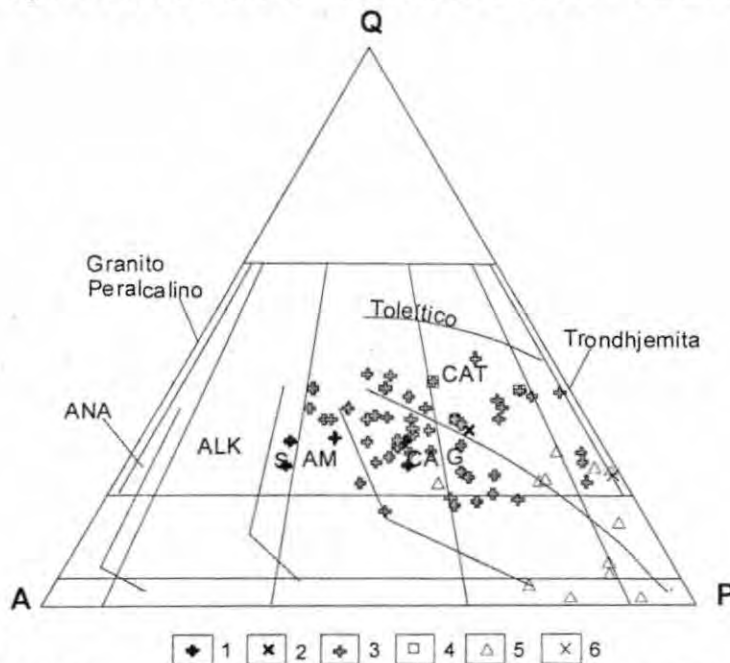


Figura 4.4 Diagrama Lameyre & Bowden 1982, para las mismas muestras y unidades de la figura 4.3, se observa que corresponden mayormente a la asociación tonalítica (CAT) – Granodiorítica (CAG) calco alcalina.

orientación Norte – Sur con 15 km de largo y 7 Km en sentido E – O, alcanza altitudes máximas de 3500 metros sobre el nivel del mar. Se le ha denominado así por el pueblo de Gollón que se ubica en la parte sur oriental del plutón (Lámina 4.1 A).

Sus contactos indican que tiene relación de corte discordante con las rocas del Complejo del Marañón, aunque se observan contactos tectónicos en la quebrada Yauman mediante una falla de dirección NO – SE. Además, tiene relación intrusiva con rocas volcánicas verdes de la Formación Tres Lagunas al este de Gollón y en la quebrada Bocanegra. Aparentemente tiene relación cortante con rocas del Grupo Ambo en las nacientes de la quebrada de Pacae Grande. En cambio, en el extremo nor oriental esta cubierto discordantemente por areniscas y conglomerados rojizos del Grupo Mitu sobre el que yacen las calizas del Grupo Pucará del Triásico superior - Jurásico inferior.

La parte oriental del cuerpo, precisamente al norte de Gollón es una roca mesócrata con mayor contenido de minerales máficos y constituye la variedad oscura de esta unidad; hacia el oeste en las quebradas Cedro y Granadilla, se encuentra una variedad clara (Lámina 4.2 B) con menor cantidad de minerales máficos, en ambos casos el contenido de cuarzo es similar, su textura y estructura son isótropas.

En las quebradas Huicumpujlla, Ishpita y al este de Achupas se encuentran tres cuerpos de granodioritas con características similares al plutón de Gollón, emplazadas en rocas de la Formación Contaya y el Grupo Ambo.

En el sector sur (cuadrángulo de Pataz), esta unidad consiste de cuerpos plutónicos aislados al norte de Nimpana, al este de Shicun y en el valle del Marañón 3 km al sur de Chagual. Los plutones más extensos son alargados en dirección NO – SE y se encuentran entre la quebrada la Lima al norte de Vijus y la quebrada Puente del Barro 5 km al noroeste de Buldibuyo. Están limitados por la falla Buldibuyo en su contacto occidental y tienen relación de corte discordante con las secuencias de la Formación Macno, Tres Lagunas y Grupo Ambo. El cuerpo de granodiorita – tonalita existente entre el flanco norte de la quebrada La Lima y la localidad de Mangalpa al Este de Pataz, se extiende como una franja irregular a lo largo de 20 km tiene una anchura máxima de 4 km. Existe otro cuerpo a modo de una franja de granodioritas tonalitas entre Suyubamba y la quebrada Puente del Barro de 35 km de largo y su anchura variable de 1 a 3.3 km.

Entre Suyubamba y Yuracyacu contienen bloques de dioritas, microdioritas de la Formación gabro diorita y metavolcánicos que se pueden observar en el tramo inferior del río Ariabamba, en la carretera a Piaz y a lo largo del canal localizado en el flanco izquierdo del río Suyubamba.

Las granodioritas – tonalitas Gollón – La Lima, tiene estructura maciza isotrópica y han cortado a las formaciones Macno, Tres Ventanas y Grupo Ambo y por cierto a las rocas metamórficas del Complejo del Marañón. En cambio ha sido cortado por cuerpos graníticos, diques de microgranitos, aplitas y diques maficos gris verdosos, afaníticos. También es cortado por algunas vetas de cuarzo auríferas en las localidades de Suyubamba, Ariabamba, Retamas, Parcoy y Cerro Gigante, emplazadas en las granodioritas – tonalitas de la Formación Gollón – La Lima.

Petrografía

La textura de esta unidad es primaria, de grano medio, inequigranular, contiene minerales félsicos entre 60 - 70 % con plagioclasas entre 30 – 50%, cuarzo 20 – 30% y feldespato potásico 10 – 35 %; mientras que los minerales máficos abundan en el orden de 10 a 40 %, con predominio de biotita entre 15 – 30% y hornablenda de 5 – 15 %. Las

biotitas con rangos de tamaño entre 1 – 4 mm, conforman libros y hojas en tanto que la hornablenda de 2 – 5 mm es prismática.

Las variedades más oscuras que tienen mayor contenido de máficos y menor cantidad de cuarzo pueden describirse como cuarzo dioritas a tonalitas mesócratas de grano medio y se encuentran hacia los bordes de la tonalita – granodiorita clara, en cambio las variedades con mayor contenido de feldespatos se clasifican como monzogranitos de acuerdo con la clasificación modal (figura 4.3) basada en el diagrama de Streckeisen, (1976). También se encuentran algunas cuarzo monzonitas y monzodioritas.

Según el diagrama de Lameyre & Bowden (1982) estas rocas pertenecen a la familia de tonalitas y granodioritas calco alcalinas (figura 4.4), en tanto que algunas muestras que se clasifican como monzogranitos, caen en el campo del linaje monzonítico subalcalino y están indicando un enriquecimiento en feldespato potásico.

4.1.5.2.2 Formación Granodiorita Balsas

Esta unidad se observa a lo largo de la carretera Celendín – Chacanto – Leimebamba y Chacanto – San Vicente – Bolívar; justo a ambos lados del río Marañon y mayormente al sur del pueblo de Balsas (Lámina 4.1 B), alcanza altitudes máximas de 1800 msnm. Tiene una expresión superficial de 11 Km en sentido NO – SE y 7 Km en dirección normal; se encuentra emplazada dentro de rocas del Complejo del Marañon mediante una línea de contacto de trazo irregular en la parte norte, en tanto que sus contactos son tectónicos tanto al este como al oeste, mediante fallas (figura 4.5) de dirección andina.

Por otra parte, en el sector occidental en el corte de carretera Chacanto a Celendín existe un afloramiento separado del cuerpo principal que aflora por efecto de una falla que ha levantado las rocas graníticas poniéndolas en contacto con la secuencia cretácica (figura 4.5). En este corte se observa conglomerados polimícticos con clastos de rocas graníticas y areniscas rojas del Grupo Mitu asociadas con algunas calizas, posiblemente del Grupo Copacabana, que cubren en discordancia heterolítica a la granodiorita Balsas.

El cuerpo plutónico de Balsas es mayormente macizo, de composición simple, sirve como roca caja a granitos feldespáticos rojizos, cerca de su contacto occidental se observa xenolitos cuyas dimensiones alcanzan hasta 20 cm, mesócratas ligeramente orientados con rumbo NO paralelo al contacto. Mientras que en el contacto oriental además de xenolitos de mayor dimensión se observan bloques de rocas metamórficas de diversa composición que alcanzan decenas de metros (Figura 4.5) y paulatinamente pasan a constituir un afloramiento continuo hacia el noroeste. El contacto norte observable en la margen izquierda del Marañon se caracteriza por la presencia de apófisis del cuerpo granítico que se han introducido a modo de diques venas y digitaciones en las rocas metamórficas, así como algunos bloques de la roca caja incluidos en la masa granítica.

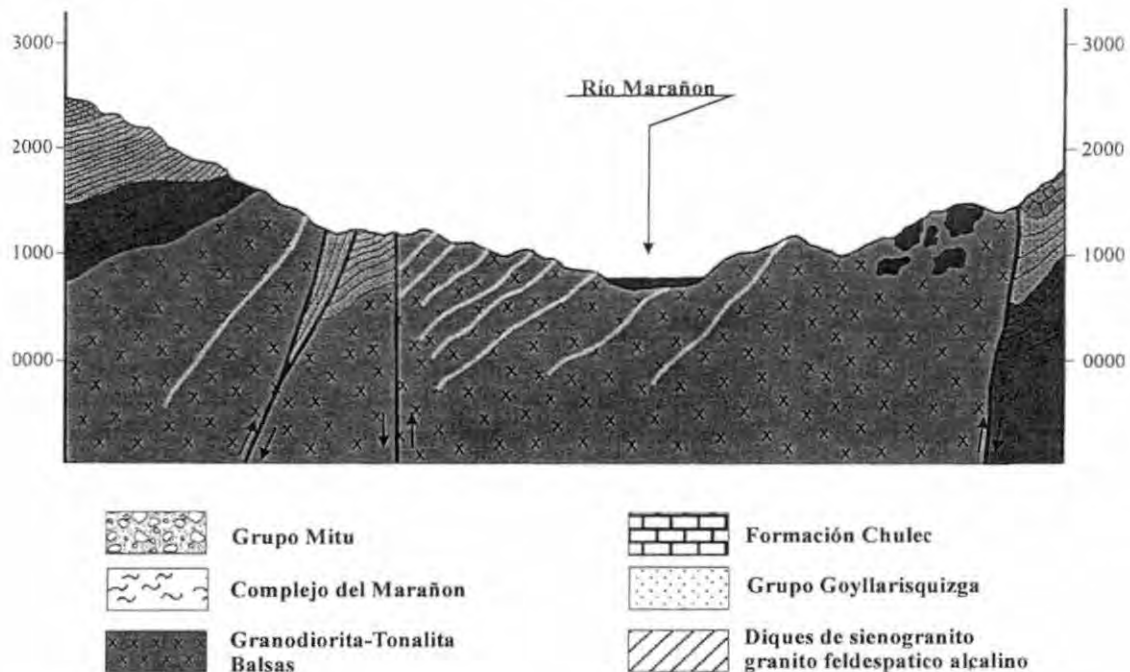


Figura 4.5 Perfil sección O – E del plutón de Balsas, se observa contacto oriental fallado, bloques del Complejo del Marañon incluidos en el cuerpo granodiorítico y diques de sienogranitos (color amarillo).

Existen dos cuerpos más pequeños de esta unidad, uno al este de Huanabamba inmediato a la desembocadura del río Pusac en el río Marañon y el otro a la altura de Huarao y Llumbuy justo 5 km aguas arriba de Huanabamba en el valle de Pusac, que se puede observar en el corte de carretera Chacanto a San Vicente.

Dichos cuerpos también están emplazados en el Complejo del Marañon, tienen xenolitos orientados y están cortados por diques de granitos feldespáticos; además, se observa cierta orientación de sus minerales máficos (Lámina 4.1 C) coincidente con la foliación de las rocas metamórficas circundantes.

Por otra parte el plutón de Balsas y aquellos del valle de Huanabamba están cortados por diques y pequeños cuerpos graníticos de color rosado de la unidad Chacanto, tal como puede observarse en las inmediaciones del Puerto Chacanto.

La granodiorita – tonalita de Balsas tiene textura primaria, de grano medio a grueso, inequigranular con promedio de 30 % de minerales máficos, biotitas de 1-5 mm. entre 15 – 20 % y hornablenda de 2 a 6 mm, variable entre 5 – 15 %; sin embargo se observa algunas agrupaciones de máficos que tienen dimensiones mayores; los minerales félsicos constituyen aproximadamente el 70 % incluyendo otros componentes menores; entre ellos la plagioclasa en cristales de 2 a 6 mm. abunda entre 30 – 40 %, el feldespato potásico 15 a 20 % y el cuarzo 20 – 25 %. En la clasificación QAP se clasifican como granodioritas (figura 4.3), en tanto que corresponden a la familia de tonalitas calco alcalinas (figura 4.4) según el diagrama de Lameyre & Bowden (1982).

Los cristales de hornablenda se encuentran aislados en tanto que las biotitas conforman libros y escamas.

En tanto las cloritas, sericita, minerales arcillosos, resultan de la alteración de los minerales primarios posiblemente en relación al emplazamiento de los cuerpos graníticos.

4.1.5.2.3 Formación Tonalita-Granodiorita Lavador

Su nombre corresponde al paraje Lavador ubicado 12 Km al sudeste de San Vicente, se trata de un cuerpo alargado de tonalita emplazado en rocas del Complejo del Marañón, del Grupo Ambo y la Formación Lavasen, tiene aproximadamente 11 kilómetros de largo, 2.5 a 3 km de ancho; entre las inmediaciones de la desembocadura del río Miriles en el Marañón y del paraje Lavador siguiendo una dirección NO – SE. Su afloramiento observable se encuentra entre 950 y 2900 metros de altura, tiene mayor extensión en el flanco derecho del Marañón. Sus contactos son de corte discordante; con excepción del contacto oriental al sudeste de Poña mediante la falla San Vicente - Poña de longitud regional; que lo pone en contacto con rocas sedimentarias plegadas del Cretáceo inferior y superior.

En la parte superior y las paredes laterales se observa algunos bloques de rocas metamórficas y de rocas volcánicas verdes de varios metros de diámetro a modo de bloques dentro de la masa granítica y como techos colgantes. Dentro de esta unidad se observan algunas vetas de cuarzo blanco, así como algunos diques afaníticos gris verdosos de dirección NO – SE y diques de aplitas con orientación similar.

El cuerpo principal es una roca maciza, leucócrata a mesócrata de textura primaria, grano medio, inequigranular (Lámina 4.2). El contenido de félsicos se distribuye entre los siguientes porcentajes: plagioclasa 35 – 50 %, en cristales cuyas dimensiones varían entre 2 a 5 mm, cuarzo incoloro entre 20 – 25 % y feldespato potásico menos evidente entre 10 a 25 %. Por su parte el contenido de minerales máficos es variable entre 25 a 35 %, la abundancia de la hornablenda en prismas aislados es similar a la biotita, ésta última generalmente se encuentra en libros o agrupaciones más pequeñas que el anfíbol. Puede notarse biotita ocupando prismas de hornablenda y en otros casos la circunda. También se encuentran algunos cristales de moscovita, que están presentes cerca de los contactos con vetas o intrusivos posteriores, que pueden ser de origen secundario. La clasificación modal de muestras de la unidad Lavador indica que se trata de tonalitas y granodioritas (figura 4.3) que pertenecen al linaje tonalítico calco alcalino de acuerdo al esquema de Lameyre & Bowden (figura 4.4).

El orden de cristalización corresponde a plagioclasas tipo andesina casi simultáneamente con anfíboles y luego biotita, feldespatos y cuarzo xenomórfico en la etapa final de cristalización.

Los valores de susceptibilidad magnética medidos en esta unidad son contrastantes, cerca al contacto fallado se ha medido un valor de 4.522 SI y hacia el noroeste de Lavador en la parte central del cuerpo plutónico se han obtenido valores de 0.21201 a 0.336 SI.

4.1.5.2.4 Formación Granito Chanchillo

Es un cuerpo de roca plutónica que se caracteriza por su mayor contenido de feldespato potásico en relación con la tonalita – granodiorita Gollón que se encuentra al norte de esta unidad. Ocurriendo como dos cuerpos plutónicos mayores localizados entre el río Gollón y el río Jahuay en el cuadrángulo de Leimebamba, un tercer cuerpo en el río Balsapampa y otro al Noroeste de San Vicente.

Este granito rojo constituye un cuerpo alargado de 10 x 3 kilómetros según una dirección NE – SO entre la margen izquierda del río Gollón al este del pueblo homónimo y la quebrada Honda al sudoeste del Abra Chanchillo (2800 msnm), en esta última localidad se le observa en el corte de carretera a Leimebamba, aunque afectado fuertemente por la meteorización y deformación.

Tal plutón se ha emplazado con posterioridad a la tonalita - granodiorita Gollón de acuerdo al contacto noroeste y corta a volcánicos verdes de la Formación Lavasen entre Chanchillo y el cerro Huangali en su contacto sur sudeste.

Otro cuerpo del granito Chanchillo se encuentra en el corte de carretera a Celendín a Leimebamba entre los parajes Hornopampa y Manantial, limitado por varias fallas. Es cubierto por conglomerados y areniscas del Grupo Mitu (Permiano superior - Triásico Medio) en el flanco sur del cerro Siete Pozas. Tiene una coloración rojiza oscura resultante de la intensa meteorización (Lámina 4.1 E).

Al noroeste de San Vicente existe un pequeño cuerpo de monzogranito emplazado en rocas metamórficas del Complejo del Marañón y cortando a otro intrusivo pequeño de la granodiorita Balsas. Otro cuerpo relacionado a esta unidad se ubica en el río Balsapampa 3 km al sudoeste de San Lucas, también tiene relación de corte con gneises y esquistos del Complejo del Marañón y con una tonalita de grano medio en la que el mineral máfico que predomina es biotita.

En todos los afloramientos mencionado se observan diques rojos de sienogranitos de la Formación Chacanto que cortan al granito Chanchillo al parecer constituyen la última fase de magmatismo intrusivo. Además se observan algunos xenolitos que se caracterizan por la mayor concentración y menor tamaño de los minerales máficos que corresponden a dioritas o tonalitas de grano fino.

El granito Chanchillo tiene textura primaria de grano medio y algunas veces grueso, es inequigranular, el hábito cristalino de sus minerales máficos es similar a la unidad tonalita - granodiorita Gollón. Su contenido de minerales félsicos es variable entre 70 - 80 %, entre ellos el feldespato potásico constituye entre 30 - 50 %, cuarzo 20 - 30 % y plagioclasa 10 - 25 %. Los máficos entre 20 y 30 %, en este caso, generalmente predomina la biotita sobre la hornablenda.

La clasificación modal del Granito Chanchillo indica que se trata de monzogranitos y algunos sienogranitos (figura 4.3) los que según el esquema de clasificación de Lameyre & Bowden se clasifican como parte de granodioritas calco alcalinas en el caso de algunos monzogranitos y monzonítica subalcalina en el caso de los sienogranitos y monzogranitos con alto contenido de feldespato potásico (figura 4.4).

La foto en la Lámina 4.2 corresponde a la muestra TBT - 67, del Monzogranito Abra Chanchillo, tomada en el camino Gollón - Barro Negro a lo largo de la fila del Cerro Huangali.

Se han hecho dos mediciones de la susceptibilidad magnética de estos cuerpos que han rendido valores de 0.56525 y 2.8416 SI para la muestra del cerro Huangali.

4.1.5.3 Grupo Granitos Callangate - Río Yuracyacu

Un volumen importante de rocas plutónicas correspondientes al Batolito Gollón - Buldibuyo corresponde a rocas graníticas que ocupan la parte oriental. Precisamente alrededor del Tambo de Callangate ubicado al sur de Bolívar, noreste de Bambamarca; se encuentra un gran macizo plutónico constituido mayormente por granitos. Otro macizo granítico se encuentra en posición similar, en el sector sur del área de estudio, tramo medio a superior del río Yuracyacu y afluentes al este y sudeste de la Laguna Piaz (figura 4.1).

Se le describe como Grupo Granitos Callangate - Río Yuracyacu a los macizos del Tambo de Callangate, y aquel macizo ubicado entre el río Yuracyacu y la quebrada Malomea, así como los cuerpos graníticos que se encuentran entre éstos, siguiendo el alineamiento NO - SE del batolito. Los cuerpos plutónicos graníticos mencionados

tienen características similares en relación con la textura, composición y las relaciones de contacto. Se ha optado por el nombre compuesto debido a la separación espacial y las características propias de los plutones que conforman este grupo, estos son:

- Formación granitos Callangate (gr – ca)
- Formación granitos Malomea (gr – ma)
- Formación granitos Buldibuyo (gr – bu).

4.1.5.3.1 Formación Granitos Callangate

El macizo granítico de Callangate se extiende con una dirección NO – SE a lo largo de 40 km y una anchura de 20 km aproximadamente entre el río Cujibamba al oeste de Bolívar y la laguna Centella ubicada 15 km al este de Bambamarca. Este macizo está constituido por la granodiorita Los Alisos, monzogranito Yalen, monzogranito – granodiorita Callangate y el monzogranito Enaben descrito por Sánchez A., (2006) cuya distribución se observa en la figura 4.6 (falta), conformando en conjunto un cuerpo plutónico de forma elipsoidal, limitado en el sector suroccidental por las fallas Bambamarca – Sichaya que lo ponen en contacto con el Grupo Pucará, en tanto que su contacto oriental está definido por la falla Bolívar – Longotea oeste que ha levantado los granitos Callangate dejándoles en contacto con rocas mesozoicas.

Este cuerpo plutónico se ha emplazado en rocas del Grupo Ambo y ha sido cubierto por conglomerados, areniscas y lodolitas rojas del Grupo Mitu, tal relación se observa en el contacto noroccidental entre la quebrada el Huayo y el río Cujibamba. Este macizo contiene techos de la Formación Lavasen y ha sido cortado por cuerpos intrusivos rojizos de la Formación Chacanto. Se le puede diferenciar más claramente en las imágenes de satélite en el sector occidental debido a su morfología, no así hacia las partes más altas.

4.1.5.3.1.1 Granodiorita Los Alisos

Es un cuerpo alargado en dirección NNO que se localiza al norte de Bambamarca y al oeste del Tambo de Callangate entre el río Chocta y la quebrada Pana, rodeado de cuerpos graníticos más jóvenes, en las cumbres de los interfluvios es una roca bastante meteorizada y disgregable, su nombre corresponde al paraje Los Alisos que se encuentra en la divisoria de la quebrada Pila y el río Choneral. De acuerdo al mapa geológico tiene aproximadamente 15 Km de largo y 4 a 5 km de anchura; sus contactos orientales son mayormente intrusivos con rocas graníticas, en cambio la Formación Lavasén le sobreyace a modo de cubierta. Entre Cedropampa y Chuñuen a lo largo del camino que recorre las cumbres se ha encontrado bloques o cuerpos de granodiorita rodeados de granitos. Tiene contacto fallado con los granitos y hacia el sur con el Grupo Mitu y el Grupo Pucará al este de Pulamoy. Sus afloramientos alcanzan hasta 2000 metros de diferencia de altitud (1800 a 3800 msnm) mostrando mayor grado de meteorización hacia las cumbres occidentales.

La granodiorita Los Alisos está cortada por diques de aplitas y granitos y en las partes más altas contiene algunos bloques de rocas volcánicas verdes. El cuerpo plutónico tiene estructura y texturas isotropas primarias, de grano medio con minerales félsicos entre el 75 a 85 % de abundancia y minerales máficos de 15 a 25 % (Lámina 4.3), las biotitas predominan con respecto a las hornablendas en una proporción de 2/1; siendo sus dimensiones menores de 3 mm, comparativamente más pequeños que los minerales félsicos. Según las variaciones de la concentración de minerales félsicos y máficos, las rocas pueden clasificarse como granodioritas y monzogranitos (figura 4.7). Pertenecen a la familia de tonalitas- granodioritas calco alcalinas y monzonítica subalcalina (figura

4.8). La textura y rasgos característicos de esta unidad se observan en la Lámina 4.3), tomada en cortes delgados de roca a escala natural de las muestras BT – 142 y BT – 143 colectadas en Los Alisos y en la margen izquierda del tramo superior de la quebrada Choneral.

4.1.5.3.1.2 Monzogranito Yalen

Siguiendo una dirección NNO, desde la quebrada San José hasta el paraje Shacre al norte de Yalen, se extiende un cuerpo intrusivo a lo largo de 23 km con una anchura máxima de 10 km, se le ha identificado al sur de Pana, en la fila Licliconga, en San Antonio, Mallaca Chico y Yalen, algunos bloques de la granodiorita Los Alisos quedan como inclusiones rodeados del Monzogranito Yalen, tal como se observa entre Chuñuen y Pana. Sus relaciones de contacto son intrusivas con respecto a cuerpos de diorita y granodiorita, así como con rocas del Complejo del Marañón y con las formaciones Contaya y Lavasen en su contacto oriental. Es cortado por cuerpos de granitos con mayor contenido de feldespato potásico en la forma de pequeños stocks y diques. El Grupo Mitu yace sobre el Monzogranito Yalen en discordancia de depósito.

Por otra parte tiene contactos tectónicos en las vecindades de Chuñuen limitado por una de las fallas Bambamarca – Sichaya que tiene dirección NO – SE y con la Granodiorita Los Alisos su contacto es intrusivo. Al oeste de Yalen en el camino a Sute se observa un contacto en falla con rocas esquistosas, metavolcánicas y metagranitos bastante fracturados, hacia el contacto se observa mayor abundancia de bloques de diorita y de la roca caja. Al norte de Yalen en el flanco derecho del valle se notan bloques oscuros de rocas verdosas como bloques que han descendido en la masa granítica ascendente. En este cuerpo plutónico se observan mantos intrusivos de granito fino a microgranito al oeste de Pana en la fila Corralen y en los alrededores de Yalen.

El monzogranito Yalen es un cuerpo macizo, holocristalino con textura primaria, de grano medio, inequigranular e isótropo; que presentan variaciones superficiales debido a la intensidad de la meteorización (Lámina 4.3), que se expresa como cambios en la coloración relacionados a las diferencias en altitud marcadas, que para el caso de los afloramientos de esta unidad varía entre 1050 a 4000 msnm.

En esta unidad destaca la presencia de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasas que en conjunto suman entre 80 a 90 % de la roca, en cambio los minerales máficos son poco abundantes, generalmente alterados y de menor tamaño que los minerales félsicos.

Sin embargo, hay variaciones en el contenido de minerales de modo que ocasionalmente se pueden describir granodioritas. El tamaño relativo de los granos cristalinos puede variar a fino en el caso de los mantos intrusivos y diques graníticos asociados y rara vez es posible encontrar granitos de grano grueso.

Al medir la susceptibilidad magnética se encuentran valores diversos, de 0.123, 0.7788 a 0.99015, 1.4145 y 4.797 SI.

4.1.5.3.1.3 Monzogranito – Granodiorita Callangate

Se ha designado como la unidad Monzogranito – Granodiorita al macizo intrusivo que ocupa las partes altas al este del Tambo de Callangate ubicado en el Camino Bolívar Bambamarca – Condormarca (Sánchez A., 2006). Este cuerpo tiene forma alargada en dirección noroeste a lo largo de 18 km por 10 km de ancho, disectado mayormente por geoformas de origen glaciar que se encuentran entre 3200 a 3850 metros de altura.

Grupo Granitos Callangate-Río Yuracyacu

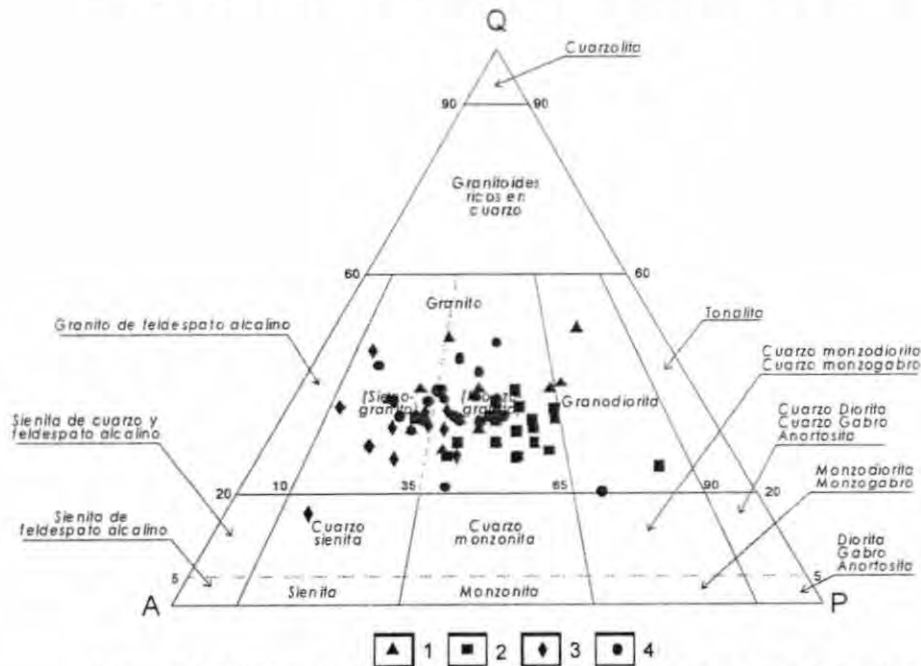


Figura 4.7 Clasificación Modal QAP (Streckeisen 1976) de las unidades: 1: Buldibuyo, 2: Granitos Callangate, 3: Chacanto, 4: Malomea, del Batolito Gollón – Buldibuyo

Grupo Granitos Callangate- Río Yuracyacu

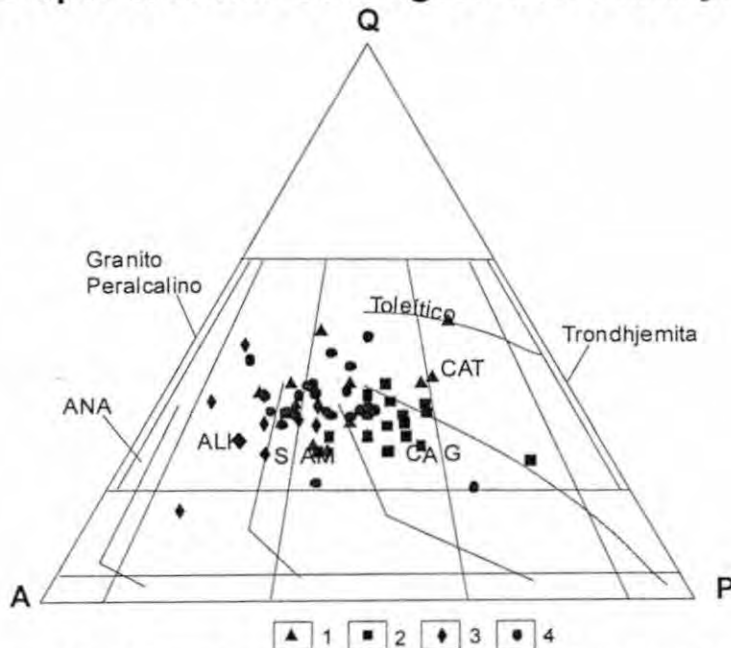


Figura 4.8 Muestras de unidades de granitos igual que figura anterior, graficados en el diagrama de Lameyre & Bowden 1982. Se localizan en su mayoría en los campos granodiorítico calco alcalino (CAG) a potásica aluminica (SAM,ALK).

El plutón de Callangate tiene relación de corte con la Granodiorita Los Alisos en su contacto occidental y también con el Grupo Ambo y niveles inferiores de la Formación Lavasen en la quebrada El Tambo. Las calizas del Grupo Copacabana y las areniscas cuarzosas del Grupo Goyllarisquizga que se encuentran al este de la quebrada Tubaybal yacen en disconformidad sobre el Monzogranito Chirimoya Caja.

Sin embargo gran parte del contacto oriental de este plutón es tectónico mediante la falla Bolívar – Longotea oeste, de longitud regional y dirección NO – SE, que yuxtapone al monzogranito con rocas del Cretáceo superior.

Al sur de Callangate se observa un contacto rectilíneo con la Formación Lavasen correspondiente a una falla; no obstante hacia el sudeste las rocas volcánicas de la Formación Lavasen yacen sobre este macizo en las cumbres más altas. En este cuerpo plutónico no son comunes los xenolitos o bloques de las rocas de la caja.

En esta unidad se observan variaciones en el contenido de máficos (Lámina 4.3) y en los rasgos texturales, de manera que se tienen texturas primarias y algunas texturas modificadas o de dos fases poco desarrolladas, tal como la muestra de la izquierda en la Lámina 4.3, correspondiente a la muestra BT – 144. Se ha observado que las estructuras y texturas son isótropas aunque no homogéneas. El contenido de minerales félsicos y máficos es también variable (Lamina 4.3).

Este cuerpo plutónico se encuentra a gran altitud, su estructura y texturas graníticas tienen cierta variación, son holo cristalinas, inequigranulares, la mayoría de ellas son texturas primarias hipidiomórficas; sin embargo se encuentran texturas modificadas o de dos fases (Lámina 4.3), donde se combinan cristales de minerales félsicos de mayor tamaño con una matriz intergranular.

En el diagrama de clasificación modal las muestras de esta unidad se limitan al campo de los monzogranitos con asomo al campo de los sienogranitos y a veces al de las granodioritas (figura 4.7)

La mineralogía consiste de: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, y máficos menos del 20 %; predomina la biotita sobre la hornablenda en una razón de 3/2. Los minerales accesorios son zircón, apatito, rutilo, opacos, y los secundarios sericita, arcillas, cloritas, epidota, óxidos, relacionados a una alteración moderada a intensa especialmente en las plagioclasas. Las biotitas están alteradas a clorita y epidota.

Las texturas encontradas suelen presentar intercrecimiento granofírico no desarrollado, se tienen plagioclasas con zoneamiento, con macla de la periclina, algunas tienen cristales de cuarzo más pequeños en sus bordes. Algunas mediciones de la susceptibilidad magnética han dado los siguientes grupos de valores :0.1790 – 0.266, 1.740 – 3.130 SI.

4.1.5.3.1.4 Monzogranito - Enaben

El caserío Enaben se encuentra 4.5 km al sudoeste de Bolívar en la parte central de un cuerpo plutónico que tiene una longitud de 12 Km en sentido NO – SE y una anchura de 4 km, y que se le puede observar en ambos lados del río Cujibamba a lo largo del camino Bolívar a Yalen. Este cuerpo intrusivo está emplazado en rocas volcánicas de la sección inferior de la Formación Lavasen y aparentemente cubierto por rocas piroclásticas atribuidas a la misma unidad, en las partes altas al sur de Enaben.

La mayor parte del macizo es un monzogranito de grano medio con variaciones en la cantidad de máficos y félsicos, también se observan ciertas concentraciones de minerales que corresponden a granodioritas y en algunos casos a tonalitas. Se observan inclusiones de monzodioritas, tonalitas, dentro del macizo granítico. Cortan esta unidad

algunos diques verdes, afaníticos, que siguen la orientación andina y diques félsicos de aplitas y microgranitos.

La meteorización es más intensa en las partes bajas (1800 msnm) adyacentes al río Cujibamba, a diferencia de las partes altas (3700 msnm) donde los afloramientos no tienen mayor cobertura de material suelto.

La estructura es maciza e isótropas, la textura es primaria, de grano medio, inequigranular; se distinguen los feldespatos y el cuarzo entre los componente félsicos. Los máficos tienen formas cristalográficas mejor desarrolladas y la abundancia de biotita y hornablenda es aproximadamente igual así como el tamaño en relación con los félsicos. En muestra de mano, se observan fácilmente las tablillas de plagioclasa, granos de cuarzo y de feldespato potásico, ocasionalmente se notan texturas modificadas, pero siempre isótropas.

El Monzogranito Enaben tiene textura granítica primaria similar a los otros monzogranitos y la relación de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo es similar aproximadamente 1:1 de un componente con respecto a otro; sin embargo la diferencia estriba en el contenido de máficos que se encuentra entre 20 a 30 % y en su hábito cristalino que se caracteriza por las formas mejor definidas. Las muestras de esta unidad caen en el campo de los monzogranitos (figura 4.7) con tendencia a granodiorita, sin embargo, pueden encontrarse algunas concentraciones con mayor contenido de plagioclasas y máficos que hacen que la roca se clasifique como tonalitas y algunas veces cuarzomonzodiorita cuyos límites son difusos o constituyen bloques incluidos dentro del Monzogranito. Estos granitos corresponden al linaje granodiorítico calcoalcalino (figura 4.8).

Algunas mediciones de la susceptibilidad magnética dieron valores entre 1.000 y 6.560 SI.

4.1.5.3.2 Formación Granitos Malomea

Esta unidad toma el nombre de la quebrada Malomea, afluente del río Ariabamba, que se encuentra 3 km al este del poblado de Piaz, con sus nacientes en las lagunas Corneadas.

En el tramo medio a superior de esta quebrada se encuentran granitos rosados de grano medio a grueso que se describen como la Formación Granitos Malomea. Este cuerpo plutónico tiene forma alargada y alcanza 17.5 km según la dirección NO – SE y 6 km en sentido normal al anterior. Se le encuentra entre la quebrada Malomea en el norte y el Río Yuracyacu en el sur, destaca por su relieve abrupto, accesible solo a lo largo de algunos caminos de herradura poco transitados.

Este plutón tiene contacto intrusivo con las granodioritas – tonalitas de la Formación Gollón – La Lima, en su contacto occidental, mientras que su contacto oriental es de corte discordante con rocas volcánicas de la Formación Lavasen. Sus contactos noroeste y sudeste son cortantes con la Formación Tres Lagunas (figura 4.1).

Algunos diques graníticos y diques oscuros afaníticos emplazados en los granitos son, mas frecuentes hacia el sector occidental del plutón. Una característica notable es la presencia de diaclasas subverticales de orientación ONO – ESE, que puede observarse aún en las fotografías aéreas. Sus afloramientos se encuentran entre 2300 y 4230 msnm.

Los Granitos Malomea son generalmente macizos, isótropos, leucócratas, con texturas inequigranulares algunas veces algo porfidicas de grano medio a grueso cortados por diques de aplitas y granitos de grano fino. Sus texturas son variadas y gradacionales.

Los componentes principales de estos granitos son feldespatos potásicos 25 – 55 % puede estar intercrecido con cuarzo y algunas plagioclasas; cuarzo 25 – 45 % ,

plagioclasas blancas 10 – 30 % y el mineral máfico es mayormente biotita que se encuentra en su mayoría reemplazada por clorita. Los minerales accesorios frecuentes son opacos, existen trazas de apatito y zircón sobre todo en las muestras del sector sur en el río Yuracyacu.

Otro cuerpo importante de esta unidad se encuentra al este de La Lima y Paraíso en la zona de Pataz, se trata de granitos rosados de grano medio que se observan en el corte de la carretera que va del campamento Paraíso con dirección a Lavasen. En el tramo superior de las quebradas Filomena y La Lima. Tiene aproximadamente 11 km de largo en sentido NO – SE y anchura de 1 a 3 km. Esta en relación de corte discordante con la Formación Lavasen y con la Granodiorita – Tonalita Gollón - La Lima. Un pequeño cuerpo de esta unidad esta emplazado cortando el plutón granodiorítico de Shicun.

Los granitos Malomea del área de La Lima están cortados por cuerpos intrusivos rojizos de la Formación Granitos Chacanto y por diques graníticos tardíos, vetas de cuarzo blanco y algunos diques afaníticos gris verdosos. Las texturas y la proporción de los componentes minerales es similar al plutón de Malomea, solo que en este caso sus afloramientos tienen mayor grado de meteorización ya que se encuentran entre 1700 y 3000 msnm.

En general en esta unidad se observa que los feldespatos tienen intercrecimientos perfiticos y están alterados a arcillas, las plagioclasas se alteran a sericita, arcillas, mientras que los máficos alteran a óxidos de hierro, a veces a cloritas, limonitas, epidota. Los minerales accesorios que se encuentran como trazas son apatito, zircón, rutilo.

La clasificación modal de muestras correspondientes a los Granitos Malomea de la figura indica que se trata de monzogranitos y sienogranitos cuyo linaje va desde tonalítico calco alcalino a potásico aluminico (figura 4.7 y 4.8), muestran asimismo dispersión irregular.

4.1.5.3 Formación Granitos Buldibuyo

Esta unidad se encuentra en el extremo sur del Batolito, justamente al norte y este de la localidad de Buldibuyo (figura 4.1), consiste de varios cuerpos intrusivos que se han emplazado cortando a rocas de la Formación Tres Lagunas y rocas metasedimentarias de la Formación Macno, a lo largo de una franja limitada al oeste por la falla Parcoy – Buldibuyo. El más representativo es un cuerpo alargado de 13 km en dirección NO – SE y una anchura de 1 a 2 km; que se encuentran desde el flanco oriental de Cerro Gigante hasta inmediaciones de Pachacarhuay. Otros cuerpos ubicados hacia el ENE de Buldibuyo tienen características de cuerpos intrusivos subvolcánicos y se les observa a lo largo de la trocha a La Montañita y entre las lagunas Blanca y Negra como apófisis emplazadas dentro de la Formación Lavasen. Esta unidad alberga vetas de cuarzo con oro, diques gris verdosos afaníticos y de grano fino.

El cuerpo plutónico de Buldibuyo tiene estructura maciza, isótropa, es leucócrata con textura, holocristalina, inequigranular porfídica que se caracterizan por la presencia de cuarzo subredondeado a modo de cristales de mayor tamaño que los minerales circundantes (Lámina 4.3).

El cuerpo alargado del sector occidental es leucócrata de grano medio a grueso con rasgos característicos de roca granítica pero con algunas variantes texturales en tamaño de grano y composición mineral.

Los componentes principales son: feldespato potásico con algunos intercrecimientos perfiticos 30 – 45 %, cuarzo 25 – 35 % frecuentemente con extinción ondulante, en particular los de mayor tamaño; plagioclasas 15 a 30 % y biotitas mayormente cloritizadas 5 – 10 %, hornablenda 2 – 3 %. Los minerales accesorios que se encuentran

como trazas son apatito, zircón, opacos y los minerales secundarios mas frecuentes son clorita, arcillas, sericita, epidota, y óxidos.

Hacia el norte en el Cerro Gigante se tiene texturas porfídicas con matriz granular fina y microcristalina destacando cuarzos ameboides con bordes y entrantes de reacción (foto) en tanto que en la matriz se observan esferulitas, microcuarzo y cuarzo con extinción ondulante. Los máficos están cloritizados y a veces deformados.

Los cuerpos intrusivos que se encuentran al noreste de Buldibuyo en la ruta a la Montañita, están emplazados en secuencias de la Formación Lavasen como cuerpos subvolcánicos de textura porfídica con fenocristales claros y matriz gris verdosa fina a afanítica. Los fenocristales constituyen entre el 40 a 45 % y corresponden a cuarzo, plagioclasas, feldespatos y máficos. Algunos cuarzos tienen entrantes y bordes de reacción mostrando gradación en el tamaño de los granos de la matriz con respecto al fenocristal. Se observan agrupaciones de plagioclasas de grano medio a fino, máficos cloritizados con residuos de anfíbol marrón alterado a epidota. La matriz es microcristalina, criptocristalina y en partes contiene esferulitas (foto ...).

Según la clasificación modal los Granitos Buldibuyo muestran variaciones desde granodioritas a sienogranitos (figura 4.7) y van desde el linaje tonalítico calco alcalino a potásico aluminico (figura 4.8).

Intrusivos Sector Oriental

En el sector oriental del área de estudio se encuentran algunos cuerpos plutónicos aislados que tienen rasgos similares a aquellos del alineamiento batolítico adyacente al Marañón. Dichos cuerpos están emplazados igualmente en rocas paleozoicas cuyo límite en el sector nororiental es la falla regional Lluy - Kuelap (figura 4.1); estos cuerpos son la cuarzomonzodiorita quebrada San José y granodiorita Tingo Grande.

4.1.5.4 Cuarzomonzodiorita Quebrada San José.

Es un cuerpo de 3 km de largo en sentido NNO – SSE y 1 km de ancho, que se encuentra en la quebrada San José al oeste de Santo Tomás sector NE del área de estudio. Este cuerpo ha cortado a rocas metasedimentarias del Complejo del Marañón. Es una roca mesócrata de textura primaria, de grano medio, inequigranular, que tiene entre 35 a 40 % de minerales máficos cuyo complemento tiene un predominio notorio de las plagioclasas entre 45 a 50 %, cuarzo de 10 a 15 % y el feldespato potásico poco evidente. Entre los máficos predomina la hornablenda con respecto a la biotita en una proporción de 5: 1.

El tamaño de grano en comparación con las rocas del sector occidental es más pequeño, además, de acuerdo al hábito de los minerales componentes y el arreglo textural se le considera como una unidad particular; si bien su tiempo de emplazamiento podría ser similar. La susceptibilidad magnética medida es de 0.28536 SI.

4.1.5.5 Granodiorita Tingo Grande

En el sector oriental de la divisoria entre el tramo superior del río Utcubamba y el Marañón, al NE de Tingo Grande yace un stock intrusivo de 4.5 x 3 km, entre las quebradas Tingo Grande y San Miguel, en contacto de corte discordante con rocas de la Formación Lavasen. En tanto que su contacto oriental con las calizas del Grupo Pucará es tectónico mediante una falla de recorrido regional y dirección NO – SE. Este cuerpo plutónico es aislado y se encuentra en el extremo oriental de los afloramientos de rocas paleozoicas en esta parte; su ubicación esta en relación con la amplitud del bloque de rocas del Complejo del Marañón y paleozoicas.

En la Lámina 4.3 se observa el corte de una muestra tomada en la margen derecha de la quebrada Tingo Grande, se puede notar una textura primaria, maciza, con contenido de minerales félsicos hasta 80 % y los minerales máficos 20 %, donde se observan hornablendas prismáticas aisladas, y en otros casos se agrupan con biotitas más pequeñas.

Los minerales félsicos son: plagioclasas y feldespatos potásicos en cantidades similares, mientras que el cuarzo excede el 20 %. La textura es primaria, isótropa de grano medio, inequigranular (Foto 3.15).

Según sus relaciones de contacto este cuerpo intrusivo tiene un origen similar a las otras unidades del Batolito se le considera como un cuerpo plutónico cuyas características texturales son similares con la tonalita Lavador, por ejemplo el hábito cristalino de los minerales máficos

4.1.5.6 Formación Granodiorita La Montañita

Su nombre proviene del paraje La Montañita (Lámina 4.1 H) que se encuentra en la ruta de entrada al Parque Nacional del Abiseo que sale de la carretera Buldibuyo – Llacuabamba, al sudeste de la laguna Huascacocha, fuera del área de estudio. Considerando las dimensiones y extensión del cuerpo plutónico esta denominación es preliminar ya que al parecer se trata de un macizo de gran dimensión que sólo se le ha registrado parcialmente en la esquina sudeste del área de estudio (figura 4.1).

Se trata de un cuerpo plutónico de grano medio emplazado en rocas de la Formación Lavasen y del Paleozoico inferior, cubierto mayormente por una vegetación densa que se extiende hacia el este de la divisoria de aguas entre la cuenca del Marañon y del Huallaga.

El Plutón de la Montañita es holocristalino, inequigranular, con textura de dos fases que tiene cristales de plagioclasa de mayor tamaño, fracturadas y corroídas, microclina, feldespatos perfiticos con inclusiones de cuarzo, biotitas algo cloritizadas. Se observan algunas agrupaciones de plagioclasas corroídas con algunos anfíboles. La matriz es granular fina con plagioclasas, cuarzo y feldespatos.

Dos muestras tomadas de esta unidad se clasifican como granodiorita y monzogranito, corresponden a la familia tonalítica granodiorítica calco alcalina (figuras 4.9, 4.10).

4.1.5.7 Formación Granitos Chacanto

En el puerto Chacanto y alrededores (río Marañon) se encuentran un conjunto de cuerpos graníticos rojos a rosados a modo de pequeños stocks y diques emplazados dentro de la Granodiorita – Tonalita Balsas; constituyen la unidad intrusiva más joven dentro del conjunto de rocas graníticas que conforman el Batolito Gollón – Buldibuyo. En el mapa del batolito puede apreciarse que los diques de color rosado (figura 4.5) están inclinados al suroeste con ángulos moderados a suaves (60° - 20°); sus grosores son variables entre algunos metros a más de una decena de metros.

Estos diques también se encuentran en el Monzogranito Abra Chanchillo, y en los cuerpos plutónicos del valle de Huanabamba. En general cortan a los cuerpos graníticos anteriores incluyendo su roca caja. No se observa que tengan relación de corte con el Grupo Mítu, en cambio se observan clastos de sienogranito en los conglomerados de ésta unidad. Su litología incluye sienogranitos, granitos feldespáticos alcalinos, aplitas, microgranitos; en general son rocas leucócratas de colores rojo a rosado (Lámina 4.3) que tienen texturas primarias, isótropas, de grano medio a grueso siendo los feldespatos potásicos los que tienen mayor tamaño. El contenido de minerales félsicos en la unidad de sienogranitos varía entre 80 a 90 %, el feldespato potásico constituye entre el 40 a 55 %, el cuarzo entre 25 a 35 %, mientras que la plagioclasa representa entre el 10 a 20 %

del total; los minerales máficos alcanzan de 5 a 15 % con predominio de la biotita sobre la hornablenda. Es frecuente observar los máficos cloritizados. En la Lámina 4.3, se incluye muestras de otros stocks y diques que tienen relaciones de contacto similares a aquellas de Chacanto y que se consideran como cuerpos o plutones simples registrados como pertenecientes a la misma unidad dentro del contexto del Batolito Gollón – Buldibuyo.

Constituyen sino el último, el evento mas reciente que se registra como intrusivos menores, a lo largo de todo el Batolito y a menudo tienen relación de corte con las rocas volcánicas de la Formación Lavasen y el Grupo Ambo. Clastos de esta unidad se encuentran en los conglomerados polimícticos del Grupo Mitu que descansa sobre unidades del Batolito. Su litología incluye sienogranitos, granitos feldespáticos alcalinos.

- El Plutón de la Quebrada Los Muertos en el extremo sur del Batolito al este de Sichaya, tiene dimensiones de 4.5 x 3 km; esta emplazado en la parte inferior de la Formación Lavasen y en contacto intrusivo de corte con la Granodiorita Los Alisos. Las plagioclasas muestran alteración en sus partes centrales (muestra de la esquina superior derecha en la foto de la Lámina 4.3). Esta unidad se observa en parte del camino Bambamarca – Tambo de Callangate y se le distingue fácilmente por su coloración rojiza. Asociado con este cuerpo se observan algunos diques de aplitas.

El plutón de la huequera Piorrorrón entre las quebradas Huipía y Sobre Lanchas es un stock de aproximadamente 6 x 3.5 km de dirección N – S, que se encuentra en relación cortante con la Formación Lavasen y con los monzogranitos de Callangate en el sur y Enaben.

- El intrusivo de Machuncha emplazado dentro del Monzogranito Yalen, es un cuerpo que tiene disposición tipo manto intrusivo, es de grano medio a fino (muestra esquina inferior izquierda en foto 3.14) sus dimensiones son de 2.5 x 2 km y se encuentra en la divisoria del drenaje entre dos quebradas; otro cuerpo petrográficamente similar se encuentra en la parte alta entre Corralen y la divisoria Mallaca Chico.

La muestra de la esquina inferior derecha (Lámina 4.3) ha sido tomada en un pequeño cuerpo de sienogranito localizado al oeste de Molinete, que esta emplazado en rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Complejo del Marañón y en contacto fallado con el Grupo Mitú.

En la Lámina 4.3 la muestra del centro en la parte inferior corresponde a un dique rosado emplazado en la Granodiorita – Tonalita Balsas en el Valle de Huanabamba al sudeste de Chacanto.

En el sector oriental de Pataz se tienen cuerpos intrusivos rojizos considerados como Granitos Chacanto, que se encuentran en el extremo oriental del batolito, emplazados en rocas de la Formación Lavasen. En Chigualen, al sur del puesto de control de ingreso al Parque Nacional del Abiseo, se encuentra un cuerpo intrusivo rojizo, leucocrata de grano medio a fino con feldespatos potásicos, cuarzo, plagioclasa y algunos máficos de tamaño medio, sobre los que se ha sobreimpuesto una textura granular fina de cuarzo y feldespatos relacionada a un proceso de alteración posterior.

Entre el Cerro Potosí y el Paraje Chuquitambo en la parte oriental del batolito del sector Pataz se encuentra un cuerpo alargado de granitos de grano medio a fino color rojizo que cortan a la Formación Lavasen, a los granitos Malomea y las granodioritas – tonalitas Gollón – La Lima. Tiene textura inequigranular hipidiomórfica, en partes gráficas a mirmequíticas; donde los minerales presentes en orden de abundancia son feldespato potásico, con crecimiento peritéticos y maclas carsbald, baveno; plagioclasa

con maclas de la albita, cuarzo con algunos contactos suturados. Biotita y hornablenda representan menos del 10 %.

Existen otros cuerpos intrusivos de composición similar, con presencia de matriz fina y cristales de tamaño medio, que constituyen pequeñas apófisis emplazadas dentro de la Formación Lavasen.

La unidad Chacanto esta formada por cuerpos intrusivos de menor dimensión y diques rojizos que se han emplazado en relación de corte con las unidades anteriores, representa la unidad plutónica más reciente del Batolito Gollón – Buldibuyo. Son rocas graníticas cuarzo feldespáticas de color rojo a rosado, de grano medio a fino, con menos del 10 % de minerales máficos. Sus texturas son inequigranulares hipidiomórficas, con variantes del tipo intercrecimientos como son: texturas granofídica, micrográfica, microperitíticas (foto ...), poiquilítica, etc.

En esta unidad el mineral mas abundante es el feldespato potásico que se encuentra en una relación de 3/1 a 3/2 con respecto a la plagioclasa que en su mayoría es tipo albita, en cambio con el cuarzo la relación es de 1/1 a 3/2, los minerales máficos constituyen menos del 10 % siendo la biotita el máfico común. Como minerales accesorios se encuentra apatito, zircón, moscovita, opacos, hornablenda. Los minerales secundarios son sericita, arcillas, clorita y opacos.

En diagrama QAP las muestras de esta unidad caen en su mayoría en el campo de sienogranitos y en algunos casos se clasifican como monzogranitos y rara vez como cuarzo sienitas (figura 4.7).

Cuando se plotean las muestras en el cuadro de tendencias de asociaciones plutónicas de Lameyre & Bowden (1982) en Cobbing 2000, de acuerdo a la composición modal, se observa que las muestras ocupan los campos monzogranítico subalcalino a potásico aluminico (figura 4.8).

Los valores de la susceptibilidad magnética varían entre 0.014 – 0.08, 0.439 – 0.76245, 2.0825 SI.

4.1.5.8 Xenolitos y Enclaves

Los xenolitos que se observan en las rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo son de composición, forma y tamaños variados (Lámina 4.4), de acuerdo a la posición respecto a la zona de contacto y el tipo de la roca caja.

Las inclusiones o enclaves microgranulares en las rocas del Batolito Gollón – Buldibuyo, corresponden generalmente a dioritas, microdioritas, microtonalitas, microgranodioritas, con diverso grado de recristalización en núcleos de minerales félsicos (Lámina 4.4), similares a las rocas intrusivas que albergan al xenolito. No se observan capas o niveles de xenolitos, pero si cierta orientación según el eje mayor de los xenolitos alargados en las partes superiores y en los bordes occidentales del Plutón de Balsas y en los cuerpos intrusivos del valle de Huanabamba relacionados a la misma unidad.

Los xenolitos tienen formas alargadas elipsoidales, algo esféricas, e irregulares; no se observa bordes de reacción, pero si una textura ígnea similar a la roca de caja con cristales de tamaño más uniforme y comúnmente no muestran alteración, ello podría interpretarse como una recristalización completa del xenolito, de manera que se trataría de un espectro de xenolito, de lo contrario se tratarían de autolitos correspondientes ha rocas ígneas que cristalizaron mas temprano a partir del mismo magma.

En el caso del plutón de Balsas por ejemplo, en su contacto oriental se da una gradación, entre el cuerpo magmático y la roca caja que en este caso son rocas metamórficas del

con biotitas algo alteradas y anfíboles de menor tamaño similares a aquellos de las microdioritas, cuarzo es menos del 10%. En este caso se puede deducir una mezcla de componentes de la microdiorita anterior con material del monzogranito, resultando una composición intermedia.

En la figura 4.9 se representa la distribución de algunas rocas híbridas según los componentes identificados, se puede notar una distribución dispersa que va desde cuarzo gabrodioritas a sienogranitos sin ninguna tendencia y al plotearlas en el diagrama de Lameyre & Bowden (1982), van desde el linaje toleítico a monzonítico subalcalino.

4.1.5.9 Diques Graníticos

A lo largo del Batolito Gollón – Buldibuyo se encuentran diques de composición granítica emplazados en las tonalitas – granodioritas, en los granitos y en las rocas de caja del batolito, tienen grosores que van desde algunos centímetros hasta 20 metros, generalmente siguen direcciones NO – SE, NE – SO, N-S y en el extremo sur al este de Retamas y Buldibuyo siguen direcciones E – O. Las inclinaciones de los diques graníticos son en su mayoría subverticales, aunque en el caso del plutón de Balsas los diques rosados tienen inclinaciones entre 60° a 20° al oeste y sudoeste.

Los diques graníticos son más abundantes en el extremo sur, tienen texturas graníticas de grano medio a fino y se les describe como microgranitos, aplitas, diques porfídicos, sienogranitos y en algunos casos corresponden a granodioritas. Generalmente representan las últimas etapas de magmatismo intrusivo asociados que han dado lugar a los cuerpos graníticos mayores. Así, al este del Campamento San Andrés de Marsa existen diques con cuarzo redondeados con características texturales similares al plutón Buldibuyo. En el caso de la unidad Malomea se encuentran diques apliticos, micrograníticos y sienograníticos que cortan al cuerpo granítico principal.

Un caso particular son los diques capa o diques manto que son más evidentes en los Granitos Callangate, en particular en el monzogranito de Yalen, donde aparentan ser capas subhorizontales

En otros casos los diques graníticos constituyen apófisis de cuerpos graníticos en rocas metamórficas, tal es el caso de los plutones de Balsas y el plutón al sur de Chagual en el valle del Marañón.

4.1.5.10 Diques Máficos

Los diques máficos son generalmente gris verdosos, afaníticos, algunas veces porfiríticos con fenocristales de plagioclasas, su distribución es aleatoria, tal como puede observarse en el mapa del batolito. Sin embargo, en algunos casos se les encuentra asociados con vetas de cuarzo con oro en la zona de Pataz – La Lima, Gollón, en Cerro Gigante. Sus grosores están en el orden de algunos centímetros a varios metros, y las direcciones preferenciales que siguen son NO – SE, NE – SO y E – O, generalmente con fuerte buzamiento a verticales.

En algunos casos los diques afaníticos se han emplazado en la parte central de diques graníticos, tal es el caso de algunos diques en el flanco sur de la quebrada Ventanas.

Las texturas frecuentes de dichos diques son microporfiríticas, porfiríticas, con matriz microcristalina a criptocristalina afieltrada, hipidiomórfica de grano fino, subofítica. El contenido de plagioclasas varía entre 30 a 70 %, los máficos son mayormente anfíboles entre 10 a 40 %, piroxenos 5 a 25 % cuarzo menos de 15 % y como accesorios frecuentes apatito, zircón, rutilo, actinolita, leucóxeno y opacos entre 1 a 4 %. Los máficos a menudo están reemplazados por clorita + epidota + carbonatos + limonitas, a

Complejo del Marañón, de manera que se tiene la siguiente secuencia yendo del plutón hacia los metamórficos:

Roca plutónica con espectros de xenolitos → xenolitos con núcleos de recristalización parcial → roca metamórfica como xenolitos o conjuntos de bloques angulosos → apófisis y venas de roca granítica con inclusiones de roca metamórfica (Lámina 4.1 G), en roca metamórfica → Roca metamórfica.

Cuando la interacción del magma con la roca caja ha sido tal que ha asimilado casi completamente a las rocas encajantes se producen un conjunto de **rocas híbridas** donde es difícil discernir la composición modal debido a la presencia de material asimilado no recristalizado completamente. Se tienen en tal caso texturas a las que se prefiere describir como rocas híbridas que tienen algunos rasgos similares en composición y textura a la roca intrusiva circundante, pero que no es posible definir su composición mineralógica al 100 % mediante procedimientos convencionales.

Estas rocas híbridas se encuentran en la zona de contacto de cuerpos intrusivos con rocas del Complejo y se les puede encontrar mayormente en relación con los cuerpos de tonalitas y granodioritas, en las zonas con abundantes xenolitos o en donde la proporción de material de roca caja es importante, tal es el caso de las tres primeras muestras del valle de Huanabamba y el contacto oriental del plutón de Balsas en el corte de carretera a Leimebamba.

En otras unidades se observan xenolitos dispersos y conjuntos generalmente en la parte lateral del cuerpo plutónico y en los lugares donde existe una relación de corte transversal con las rocas de la caja, a modo de contactos mixtos tipo inyección y penetración intersticial.

Las rocas con xenolitos y rocas híbridas dan lugar a texturas incipientes, modificadas, de dos fases, relicticas y en los casos relacionados a zonas de falla a texturas cataclásticas; si bien su extensión es restringida.

Se han tomado muestras de xenolitos y enclaves de las unidades Balsas, Abra Chanchillo, Callangate y Enaben, para tener una idea de su petrografía. Así los xenolitos que se encuentran en la granodiorita Balsas son dioritas de grano medio con biotita (foto ...) con plagioclasas alteradas, los xenolitos más abundantes son microdioritas de grano muy fino, de textura inequigranular hipidiomórfica con plagioclasas (~ 50%), hornablenda, biotita y cuarzo menos de 10 % (foto ...) se observa además, que su contacto con el hospedador no tiene borde de enfriamiento y que los minerales están relativamente frescos.

En el Monzogranito Callangate se encuentran enclaves o relictos de dioritas y microdioritas (foto ...) como concentraciones de plagioclasa y máficos, rodeados de cristales del hospedador, sin que haya algún borde de enfriamiento o contacto gradacional.

En el caso del enclave con biotitas y plagioclasas muy alteradas que se observa en el plutón Abra Chanchillo (foto ...), se puede suponer un proceso de recristalización del xenolito de modo que en los casos más avanzados se tendrían algunos espectros de xenolito dentro de la roca, que tienen composiciones diferentes al hospedador.

En el cerro Cumbrecilla sector sudoeste del plutón Gollón se encuentra un afloramiento de microdiorita (foto ...) de la muestra BT - 193, con 50 % de plagioclasas alteradas, hornablenda 20%, biotita 15 %, cuarzo menos de 10% y como accesorios opacos, minerales secundarios sericita, clorita, epidota en venillas. Esta roca es similar a los xenolitos que se encuentran en los otros plutones.

La foto ..., muestra un xenolito de composición cuarzomonzodiorítica dentro del monzogranito Enaben, se puede apreciar feldespatos y plagioclasas de mayor tamaño

Otras Unidades

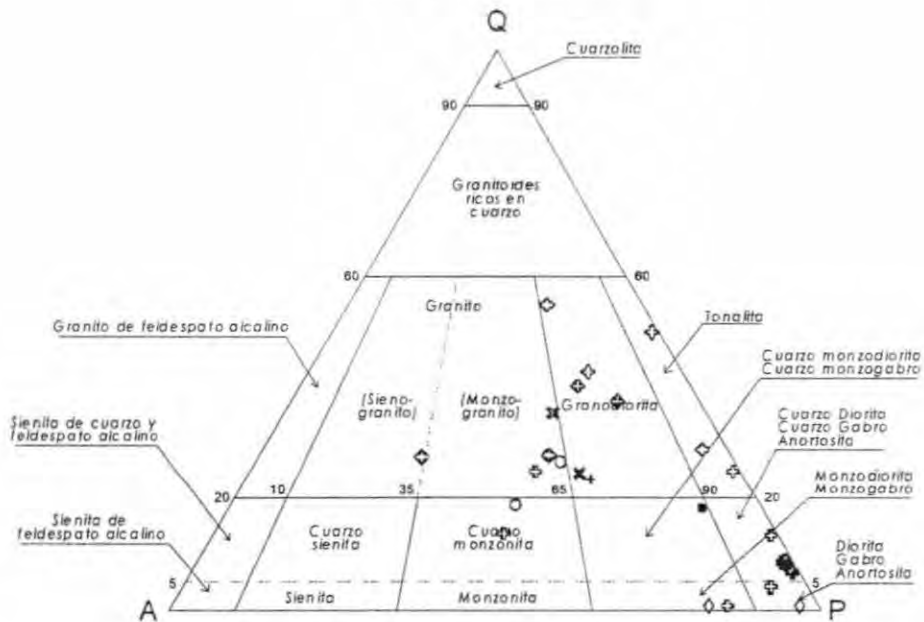


Figura 4.9 Composición modal de otras unidades intrusivas asociadas espacialmente con el Batolito Gollón – Buldibuyo o su encajante, 1: Cerro Negro, 2: Diques porfídicos, 3: Diorita en Complejo del Marañon, 4: Diques afaníticos, 5: El Huayo, 6: La Montañita, 7: Roca híbrida.

Otras Unidades

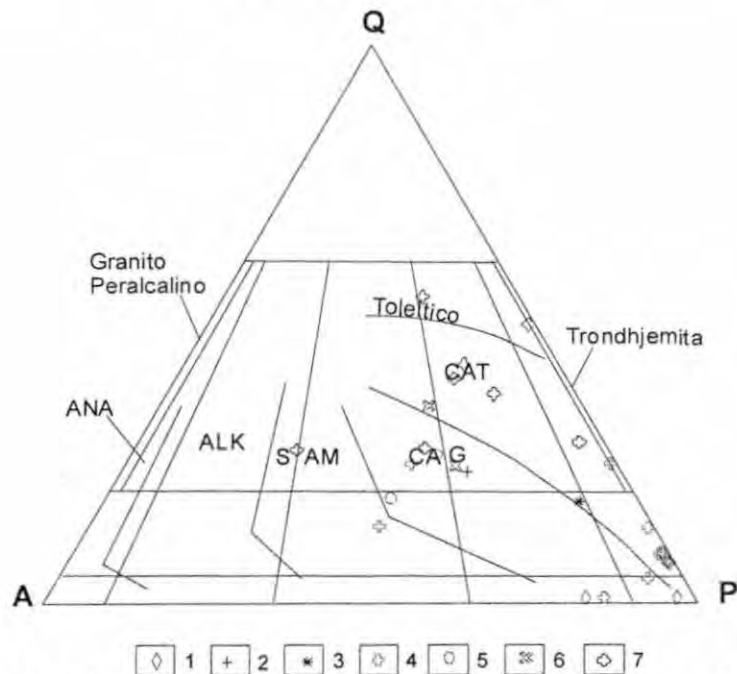


Figura 4.10 Unidades de la figura 4.9 en el diagrama Lameyre & Bowden, 1982 la mayoría corresponden a las asociaciones tonalíticas-granodioríticas calco alcalinas.

la vez que las plagioclasa suelen estar alteradas a sericita. Estos diques son descritos como microdioritas, diabasas, dioritas, cuarzodioritas, andesitas porfiríticas.

En el diagrama de clasificación QAP (figura 4.9) caen mayormente en el campo de dioritas, gabro, cuarzo diorita tonalita, cuarzo monzonita, correspondientes a la familia de tonalítica calco alcalina hasta monzonítica subalcalina en el esquema de Lameyre & Bowden (figura 4.10).

4.1.5.11 Metamorfismo de Contacto

Las rocas cortadas por cuerpos plutónicos no muestran mayores evidencias de metamorfismo debido a la temperatura del cuerpo magmático; a lo más se observa una recristalización y presencia de epidota en manchas del orden de algunos centímetros, como en el caso de las rocas volcánicas de la Formación Lavasen, en la quebrada Longote. Mientras que en el río Cujibamba aparte de la presencia de minerales verdes se nota un cambio en la coloración y endurecimiento debido a recristalización y silicificación, pero en el orden de algunos metros. En el caso de las rocas de metamorfismo regional del Complejo del Marañón no se observa mayor modificación que la presencia de concentraciones de cuarzo recristalizado en las proximidades del contacto, la sobreposición del metamorfismo de contacto con el metamorfismo regional ha desarrollado algunos cristaloblastos modificando levemente las microestructuras anteriores. Sin embargo, buena parte de los contactos observados en las rocas del batolito son tectónicos o corresponden a disconformidades heterolíticas con unidades más jóvenes que cubren a las rocas graníticas y donde existen contactos intrusivos existe una recristalización gradual hacia la roca caja caracterizada por la presencia de puntos o grupos de cristales generalmente félsicos desarrollados en amplitudes generalmente menor a un metro.

4.1.5.12 Geoquímica

Elementos Mayores

La composición química de elementos mayores en las muestras de las diversas unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo, se ha graficado en el diagrama que compara el contenido alcalino total ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus el contenido de sílice (SiO_2) según el esquema de Cox et, al.(1979), modificado por Wilson M., (1989), quien lo adaptó para rocas plutónicas. Se nota claramente que la mayoría de unidades están en el rango de granodioritas a granitos (figura 4.11) y algunas dioritas; algunas muestras de la unidad Chacanto son granitos alcalinos y algunas muestras de la unidad Malomea tienen además alto contenido de sílice. En el caso de los Granitos Callangate las muestras BT – 156, BT – 159 corresponden a bloques de tonalita a granodiorita incluidos dentro del monzogranito mientras que la muestra BT – 173 es un monzogranito con enclaves de rocas metamórficas.

El gráfico discriminante del contenido de potasio (figura 4.12) indica que la gran mayoría de rocas caen en el campo de alto contenido de potasio, entre ellas las unidades Chacanto, Malomea tienen los contenidos más altos de K. Algunas muestras de las unidades Balsas y Gollón, así como de Retamas tienen contenido moderado de K.

También se ha graficado los resultados del contenido de alcalinos versus sílice que permite separar los conjuntos o familias de rocas como alcalinas o subalcalinas; tal como puede verse en la figura 4.13, la totalidad de las muestras se ubican en el campo subalcalino.

Grupos Tonalita-Granodiorita Gollón-Parcoy y Granitos Callangate-Río Yuracyaci

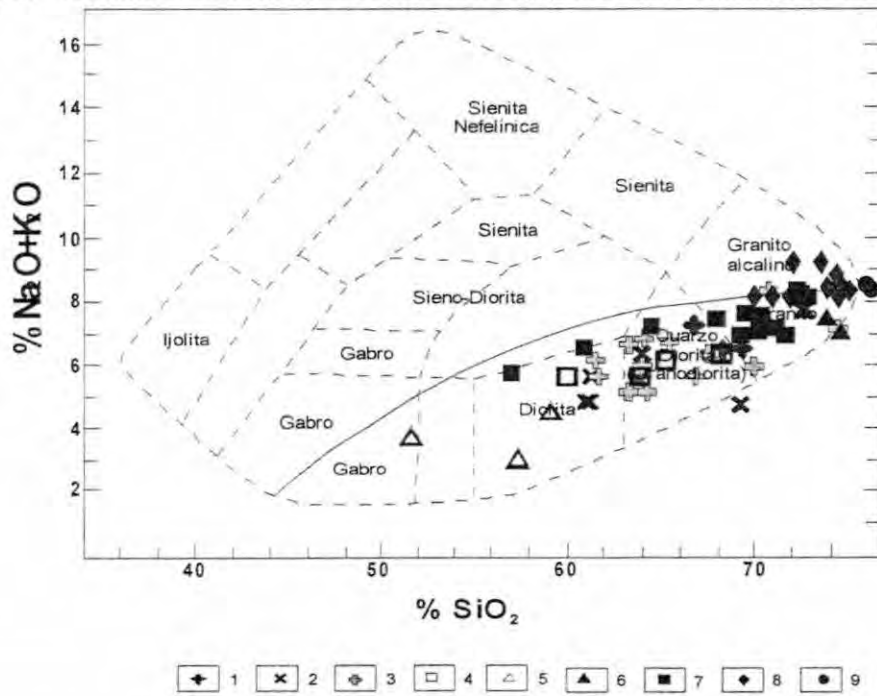


Figura 4.11 Clasificación según Cox et al 1979, modificada por Wilson 1989, de las unidades, 1: Abra Chandío, 2: Balsas, 3: Gollón - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas, 6: Buldibuyo, 7: Granitos Callangate, 8: Chacanto, 9: Malomea. Batolito Gollón - Buldibuyo.

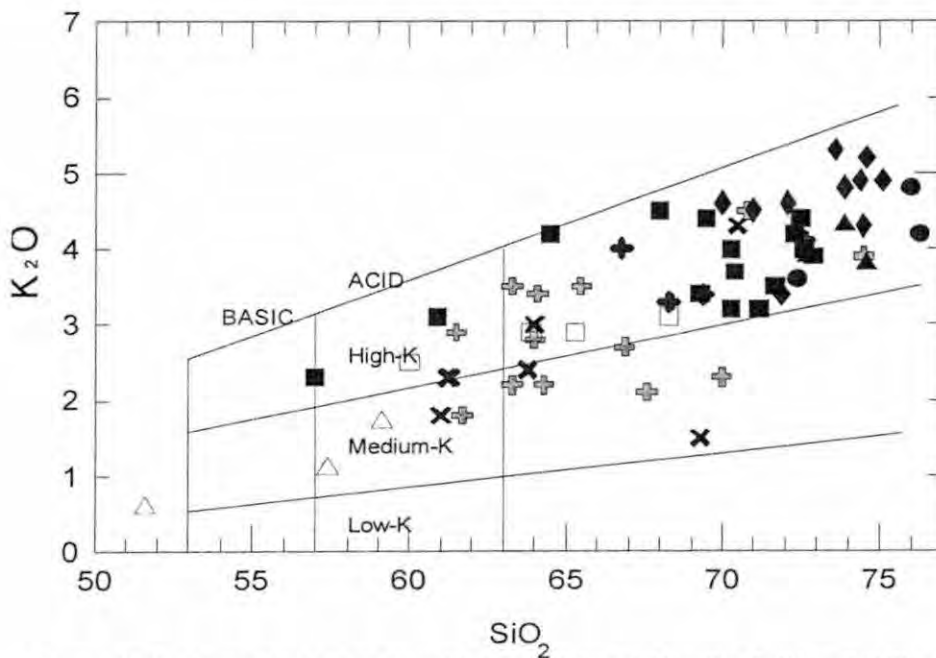


Figura 4.12 Contenido de K en las unidades plutónicas del batolito Gollón - Buldibuyo. los símbolos son iguales a los de la figura 4.11.

Grupos Tonalita – Granodiorita Gollón – Parcoy y Granitos Callangate – Río Yuracyacu

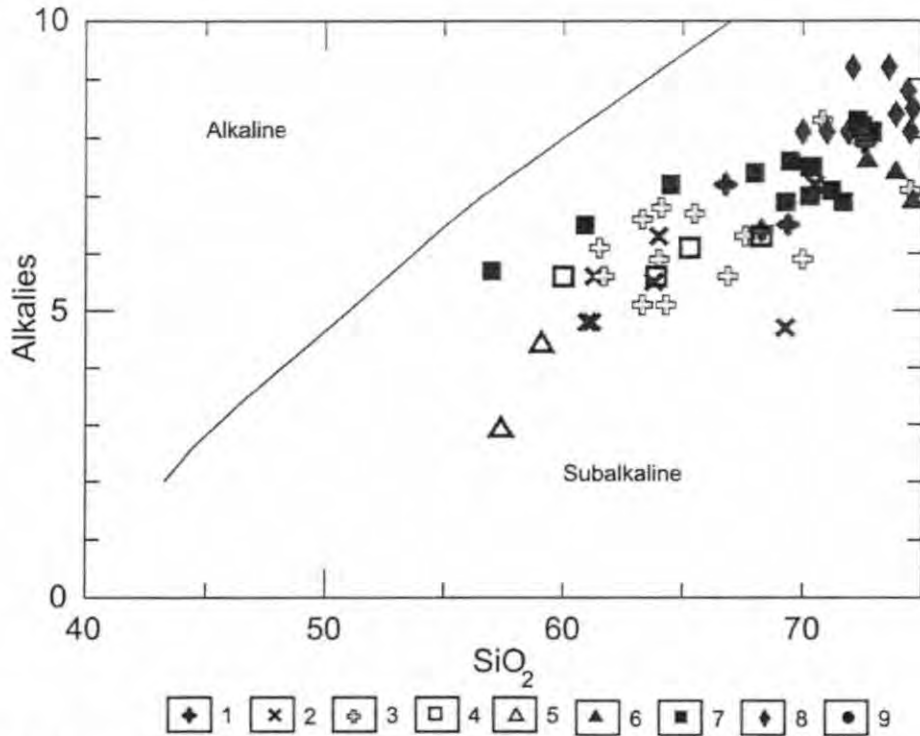


Figura 4.13 Diagrama SiO₂-Alcalis, de las unidades del Batolito 1:Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3: Gollon - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas 6:Buldibuyo,7: Granitos Callangate, 8: Chacanto, 9: Malomea

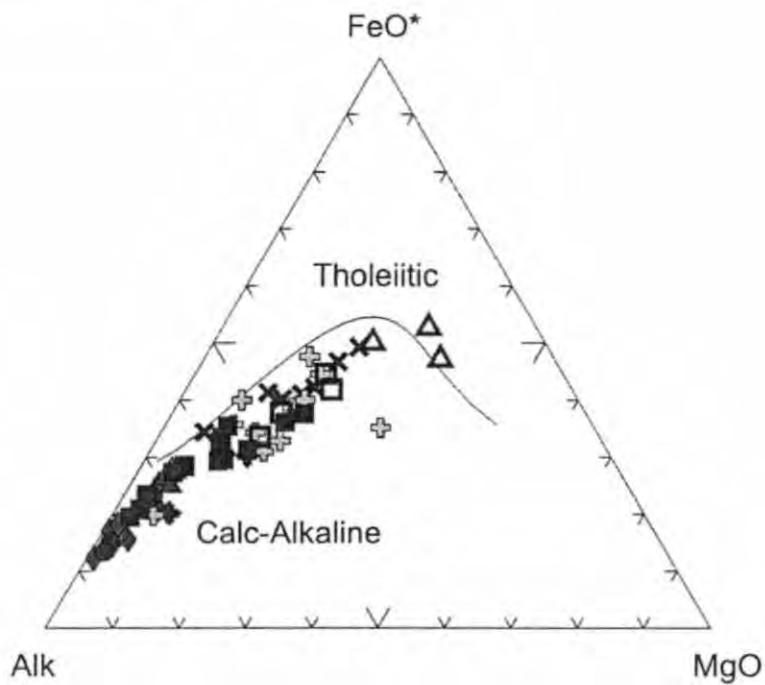


Figura 4.14 Unidades plutónicas del Batolito Gollon - Buldibuyo en el diagrama AFM que permite delimitar los campos toleítico y calco-alcalino.

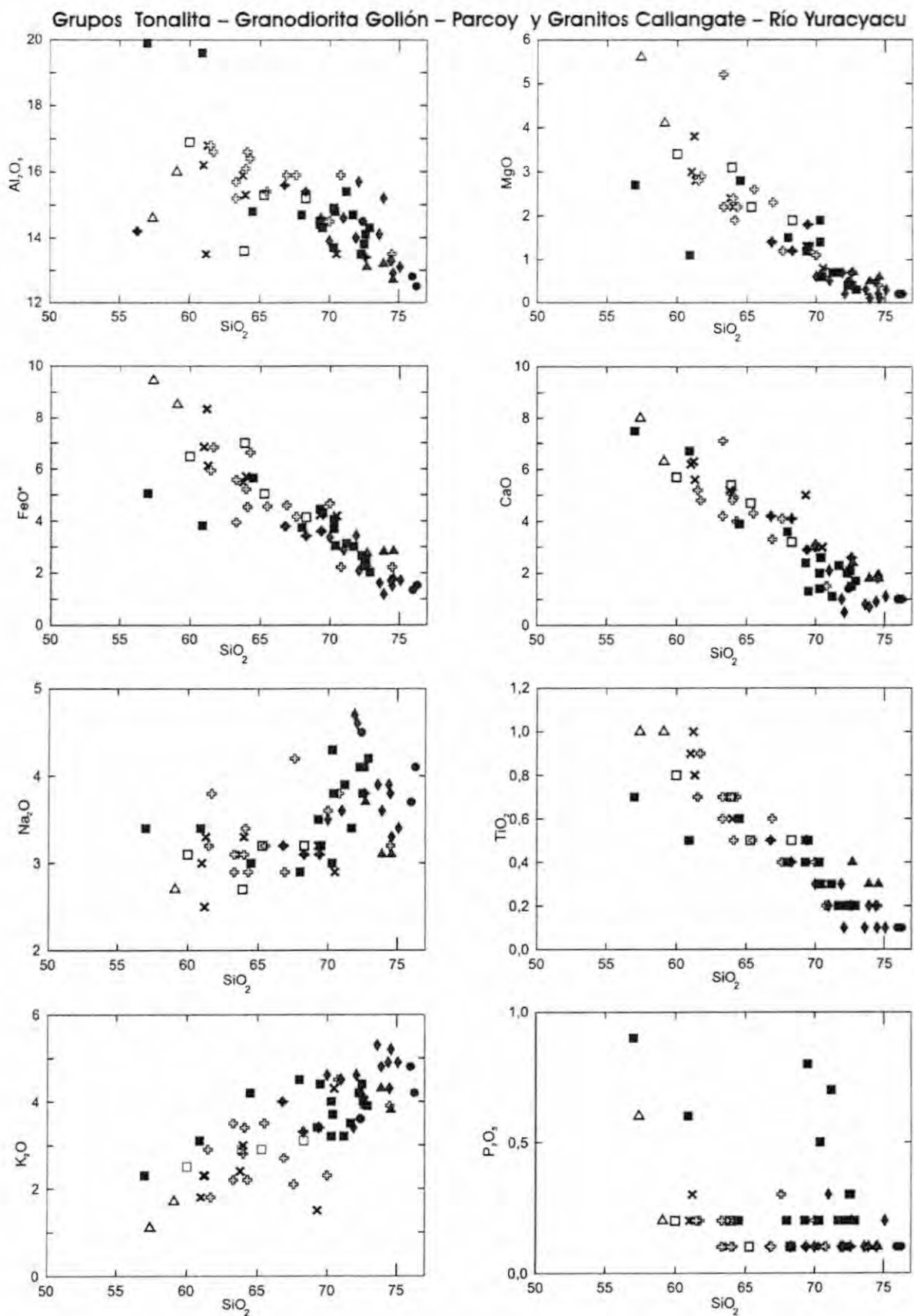


Figura 4.15 Diagramas Harker de las unidades plutonicas del Batolito Gollon - Buldibuyo

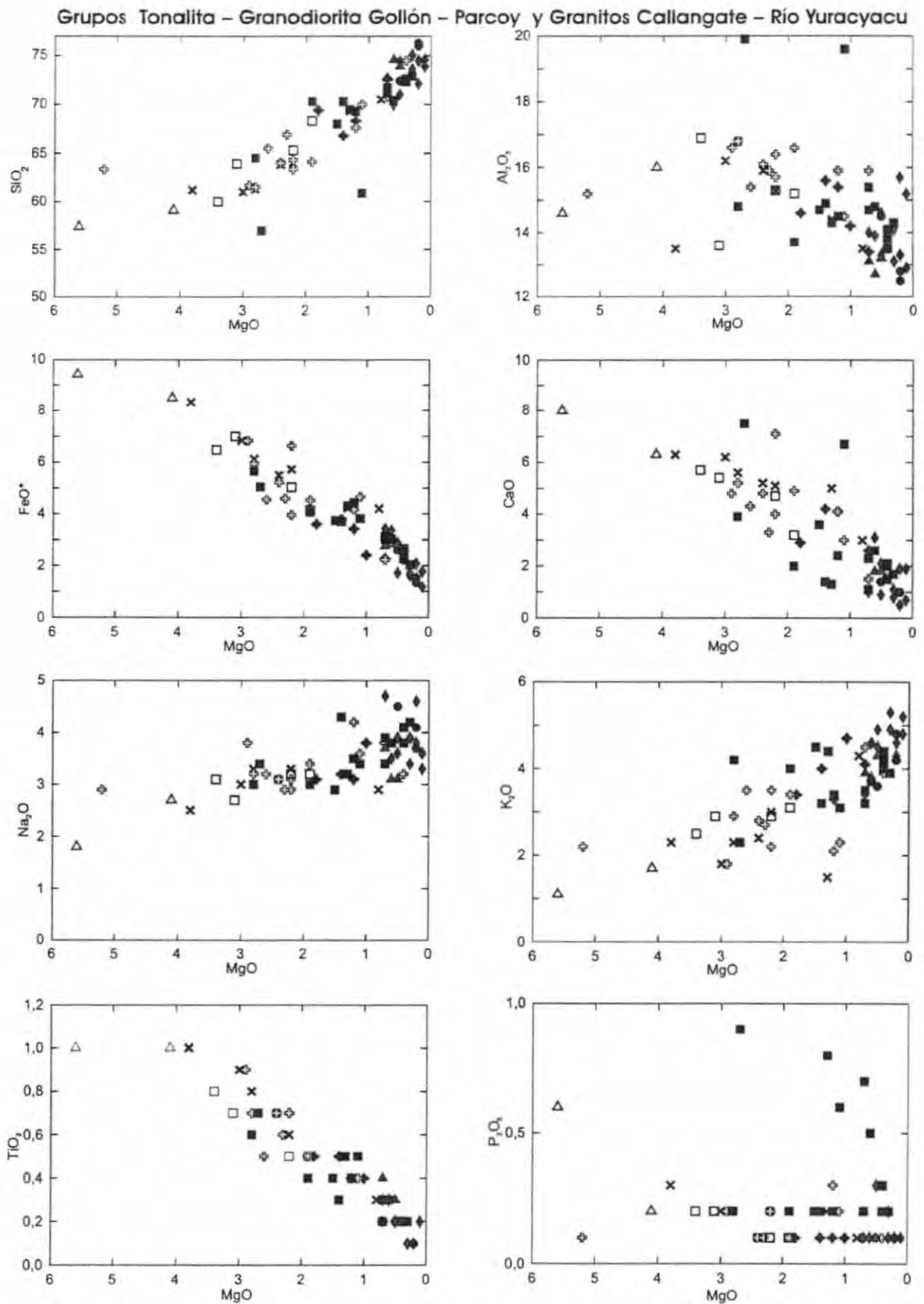


Figura 4.16 Diagramas Fenner de las unidades plutónicas del Batolito Gollon - Buldibuyo

Los datos de componentes mayores graficados en el diagrama AFM, donde A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) es expresado como Alk en el diagrama triangular (figura 4.14), $\text{F}(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ representado como FeO^* y M (MgO); según la línea de división entre el campo Toleítico y Calco alcalino propuesta por Irving & Baragar (1971), permiten concluir que las rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo son un conjunto de rocas con tendencia calco alcalina, con excepción de algunas muestras de la unidad Retamas, que corresponden al campo toleítico.

Las unidades del batolito son esencialmente rocas calco alcalinas que tienen contenidos de sílice en los rangos de 50 a 76 % (figura 4.17)

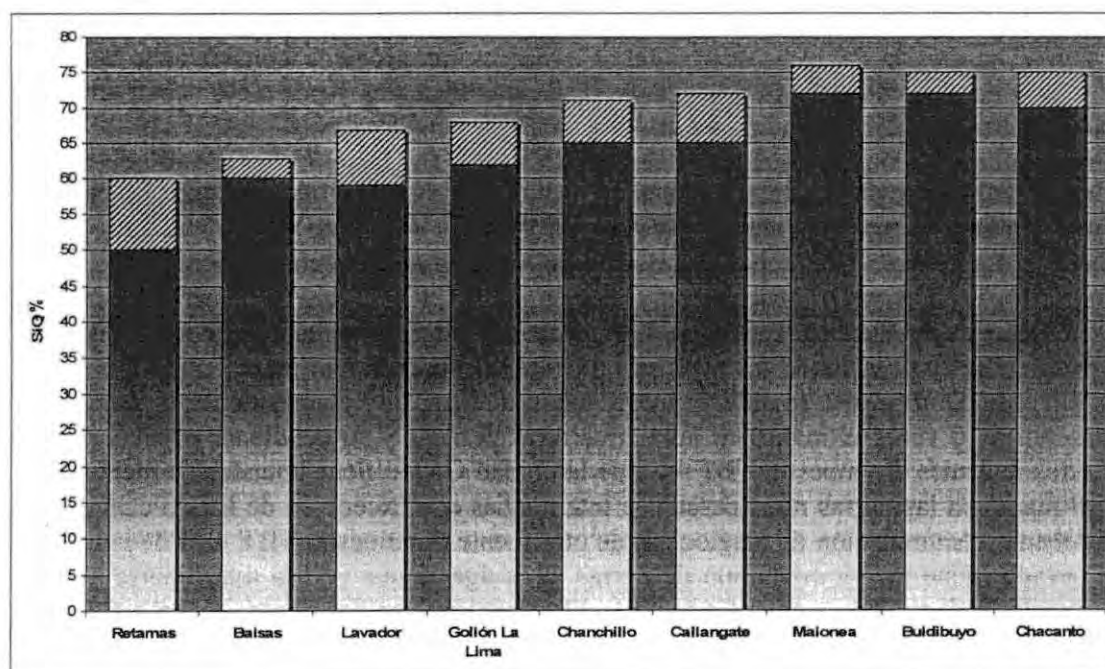


Figura 4.17 Variación en el contenido del SiO_2 de las unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo.

En las muestras BT – 156 y BT – 159 de la Granodiorita Los Alisos, se tienen valores en SiO_2 (59.3 y 55.8 %) y Al_2O_3 (19 y 19.5 %, respectivamente) que son diferentes al conjunto de las otras muestras en particular el contenido elevado de Al_2O_3 , ello debido a que se trata de inclusiones de rocas con pequeñas concentraciones de máficos a modo de restitas de rocas metamórficas (anfíbolita?) en granodioritas (foto 3.55).

Los resultados analíticos de las muestras recolectadas del Batolito se presentan en los diagramas binarios tipo Harker y Fenner con el propósito de mostrar la correlación entre cada uno de los componentes mayores y el SiO_2 y MgO , de las diversas unidades graníticas que conforman el Batolito Gollón – Buldibuyo.

En los diagramas de variación que se tienen en la figura 4.15, en la cual se observa lo siguiente:

Buena correlación negativa o inversa entre el SiO_2 con MgO , TiO_2 y CaO

Correlación positiva buena a regular entre SiO_2 y K_2O y moderada con Na_2O

Correlación regular en sentido inverso entre SiO_2 con Al_2O_3

Mala correlación entre SiO_2 y Fe_2O_3

Comparando el MgO en el eje de las abscisas versus otros óxidos (figura 4.16), se tienen las siguientes observaciones:

Buena correlación lineal positiva entre MgO con FeO* (Fe total) y con TiO₂

Correlación moderada positiva entre MgO con CaO y Al₂O₃

Correlación moderada negativa entre MgO con SiO₂, K₂O y Na₂O.

Elementos traza

Se han analizado muestras de rocas plutónicas e intrusivas por 54 elementos (anexo 3) con el propósito de identificar algunos procesos petrológicos considerando que los grupos de elementos tienen propiedades químicas similares y por tanto deben tener un comportamiento geoquímico similar.

En el diagrama multielemental de tierras raras de la figura 4.17 el contenido de tierras raras de las unidades Retamas, Lavador, Gollón – La Lima, Balsas y Abra Chanchillo ha sido normalizado a la condrita Nakamura 1974, su pendiente y geometría en general es representativa de una tendencia de evolución calco alcalina con empobrecimiento de Ba, Nb, Sr, P, Ti y enriquecimiento de Pb, K, Th, U, Rb lo cual es característica de un ambiente de subducción. La figura 4.18 es un diagrama del contenido de las tierras raras intermedias y pesadas de las mismas unidades normalizadas al manto primitivo según Sun & McDon (1989), se observa que algunas muestras de Retamas tienen un contenido menor a 10 veces el manto en las tierras raras pesadas y su pendiente es menor a las otras unidades. La muestra TBT – 86 de la unidad Gollón tiene abundancia menor a 10 el manto en las tierras raras pesadas e intermedias con excepción de Eu, lo cual puede deberse a acumulación de plagioclasa de otra fuente. La muestra TBT – 14 de la unidad Lavador tiene menor contenido de tierras raras ligeras que podría relacionarse a poco fraccionamiento del magma. En tanto que Balsas tiene una pendiente regular que indica cristalización fraccionada normal

En las figuras 4.19 y 4.20 se tienen diagramas multielementales para contenidos de tierras raras de las unidades Malomea, Buldibuyo y Chacanto, en general su arreglo es similar al Grupo Gollón – Parcoy. Se puede observar que un sienogranito (TBT – 28) de la unidad Chacanto tiene valores menores a 10 veces el manto en tierras raras pesadas (HREE) y por otra parte existen valores que indican que la unidad Chacanto es la más fraccionada (TBT - 33) y que no compartirían una fuente similar con las otras unidades. En las unidades Balsas, Lavador, Abra Chanchillo, Malomea, Chacanto, se observa anomalía negativa de Eu, que puede interpretarse como cristalización de plagioclasa a partir del magma primario.

La pendiente de los granitos Buldibuyo refleja menor contenido de tierras raras ligeras que puede considerarse como poco fraccionamiento y por tanto se trata de granitos anómalos (figura 4.22).

El enriquecimiento de tierras raras pesadas (> de 10) estaría relacionada a la no intervención de granate en el sistema, lo cual suele atribuirse a condiciones de menor presión (aproximadamente < de 40 km) que esta relacionado a una corteza delgada donde la relación La/Yb = > de 6.

Grupo Tonalita-Granodiorita Gollón-Parcoy

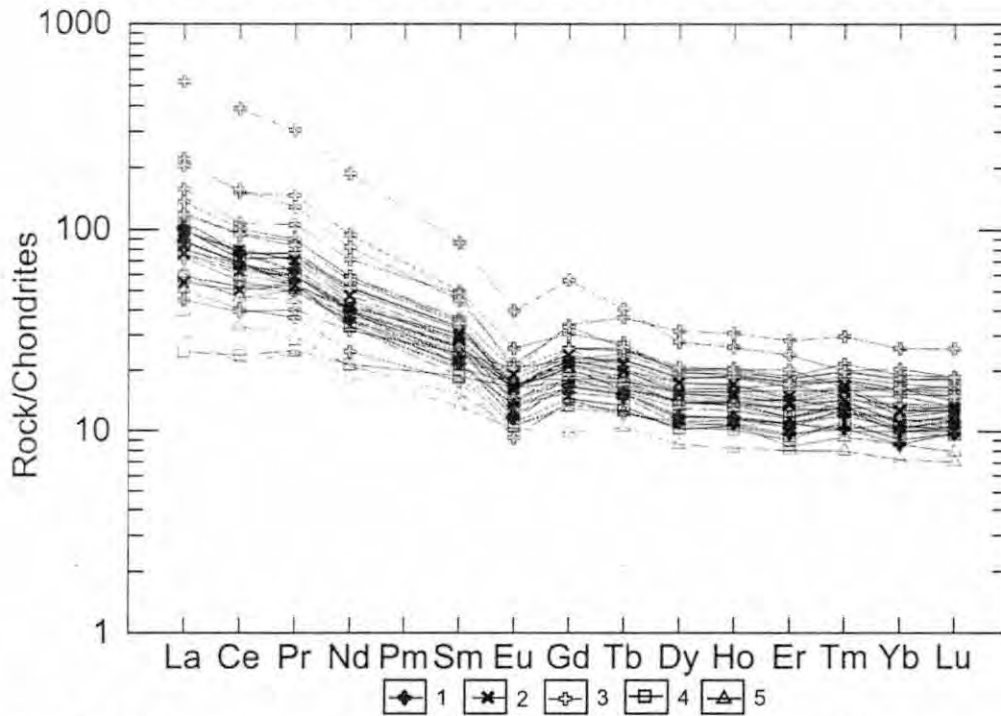


Figura 4.17 Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita de Nakamura 1974. 1: Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3: Gollón - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas. Batolito Gollón-Buldibuyo.

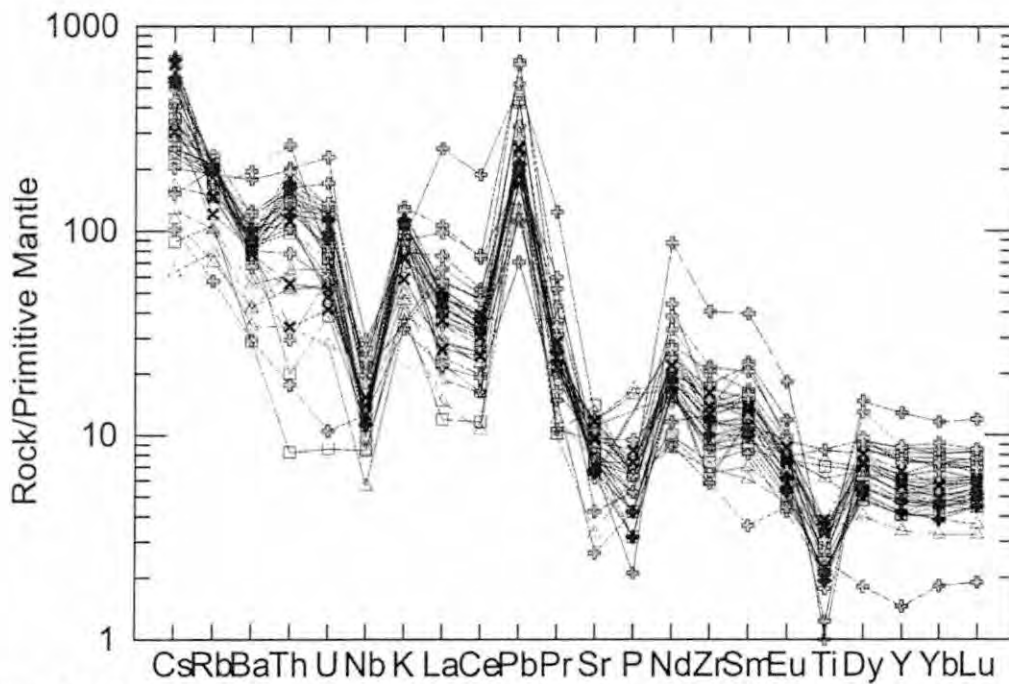


Figura 4.18 Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo Sun McDon., 1989 de las unidades del Grupo Tonalita-Granodiorita Gollon-Parcoy. Símbolos iguales a figura 4.17.

Grupo Granitos Callangate-Río Yuracyacu

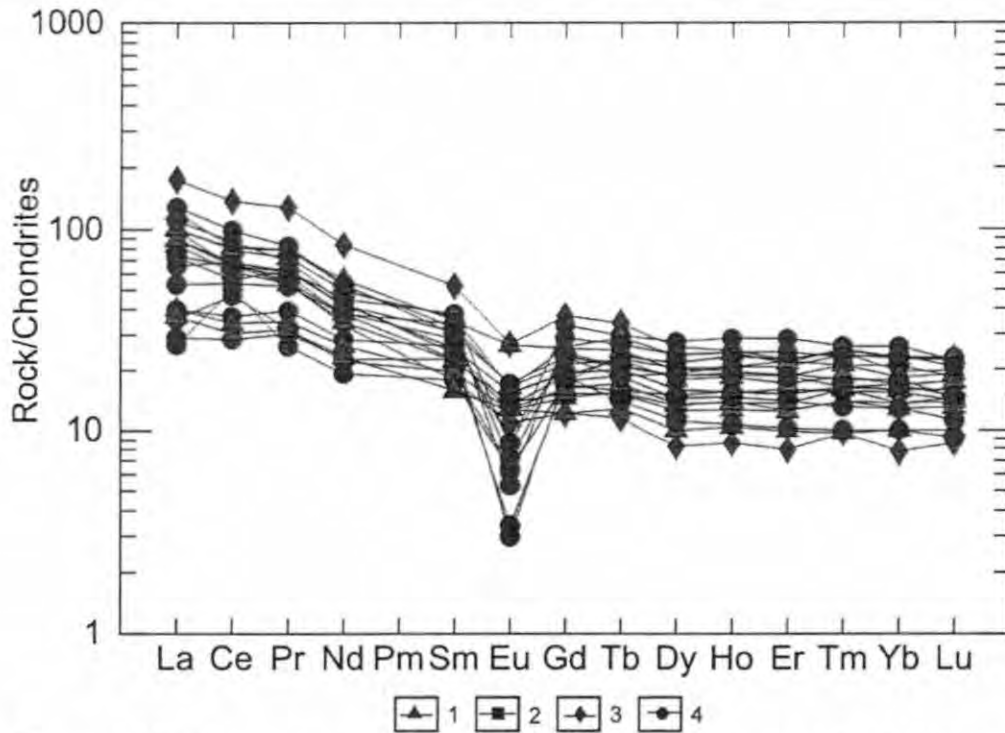


Figura 4.19 Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita de Nakamura 1974. Formaciones: 1: Buldibuyo, 2: Granitos Callangate, 3: Chacanto, 4: Malomea.

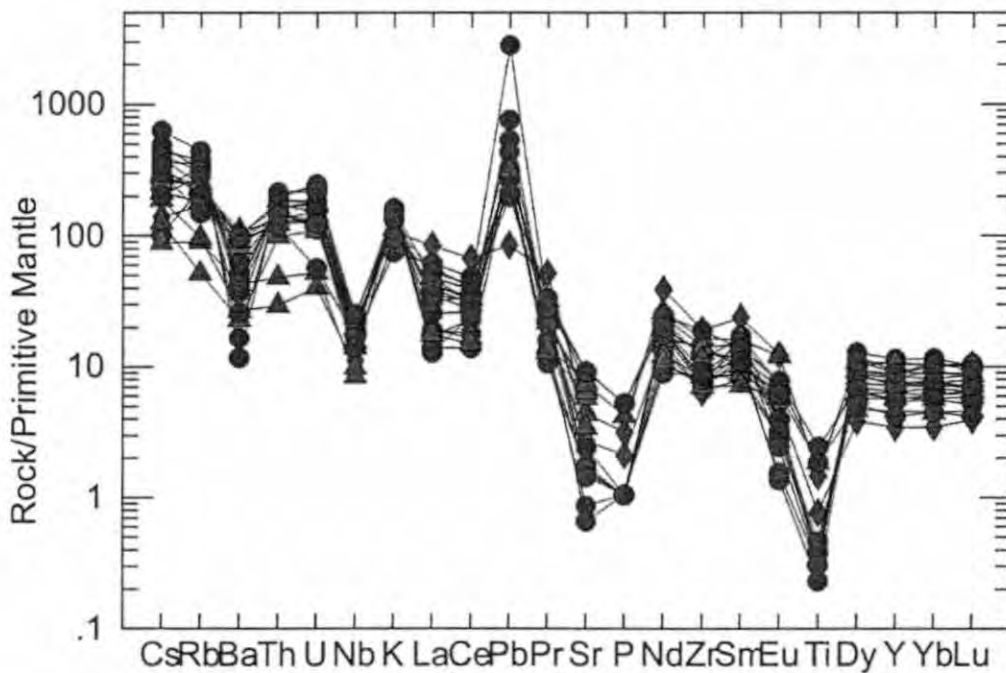


Figura 4.20 Diagrama multielemental normalizado al manto primitivo Sun and McDon., 1989 para las mismas unidades de la figura 4.19. Batolito Gollon Buldibuyo

4.1.5.13 Dataciones

Según las relaciones de contacto observadas, las unidades de rocas plutónicas que constituyen el Batolito Gollón – Buldibuyo tienen relación de corte con las rocas del Complejo del Marañón, y del Paleozoico inferior (figura 4.1), además, al sur y sudoeste de Poña en los cerros de Lavador corta parcialmente a rocas volcánicas del Grupo Ambo y parte de volcánicas consideradas como la unidad inferior de la Formación Lavasen. Al este y sudoeste de Gollón el Monzogranito Chanchillo tiene relación cortante con rocas volcánicas verdes que se consideran preliminarmente del Carbonífero inferior. Entre el Tambo de Callangate, la localidad de Lanchas y Pana se observan rocas pelíticas con fósiles de plantas del Carbonífero inferior que son cortadas por los granitos Callangate. Según las relaciones mencionadas el Batolito tendría como límite inferior el Missisipiano inferior a medio de acuerdo a la datación de unidades similares del Grupo Ambo en su localidad tipo (Zapata A., et. al. 2004). Como límite superior claramente definido están las rocas volcánicas piroclásticas, conglomerados, areniscas y pelitas rojas del Grupo Mitu. También se observa que la secuencia superior de la Formación Lavasen yace cubriendo a rocas del Batolito. Esta relación se comprueba cuando se encuentran clastos de rocas plutónicas en los conglomerados del Mitu y en las secuencias volcánicas de Lavasen. Al sudeste de Bolívar Sánchez A., (1995), ha reportado fósiles del Pensilvaniano Permiano inferior en una secuencia de calizas que yacen sobre el Monzogranito Callangate en el Cerro Milpo Grande.

Por tanto según la cronología relativa de las unidades graníticas y las unidades litoestratigráficas adyacentes el Batolito se habría emplazado entre aproximadamente el Missisipiano inferior y el Pensilvaniano inferior, de acuerdo con la “Carta Estratigráfica Internacional” publicada por la Comisión Internacional en Estratigrafía en el año 2004.

Sin embargo, considerando que existen diferentes unidades que conforman el Batolito y que entre ellas existen relaciones de corte es probable que algunas unidades más antiguas sean anteriores a la Formación Lavasen y otros más jóvenes tengan relaciones de contemporaneidad o estén relacionados con el volcanismo Lavasen.

Algunas dataciones isotópicas concuerdan con las relaciones de campo, tal como se puede observar en la tabla 4.1, en base a información publicada:

Tabla 4.1 Dataciones del Batolito Gollón – Buldibuyo

| Unidad | Método | Material | Edad(Ma) | Referencia |
|-----------------------------|---------|----------|-------------|------------------------|
| Diorita en Complejo Marañón | Ar - Ar | biotita | 399.8 ± 0.8 | Este estudio |
| Tonalita Balsas | Ar - Ar | biotita | 351 ± 8 | Este estudio |
| Granodiorita Balsas | K - Ar | biotita | 346 ± 10 | Sánchez A. 1983 |
| Granodiorita Balsas | Ar - Ar | biotita | 340.9 ± 1.4 | Este estudio |
| Granodiorita Balsas | Ar - Ar | biotita | 330.5 ± 1.1 | Este estudio |
| Monzogranito Enaben | Ar - Ar | biotita | 345 ± 2 | Este estudio |
| Granodiorita Los Alisos | Ar - Ar | biotita | 342.1 ± 2.0 | Este estudio |
| Monzogranito Yalen | Ar - Ar | biotita | 342 ± 4 | Este estudio |
| Granodiorita Lavador | Ar - Ar | biotita | 339 ± 1.8 | Este estudio |
| Monzogranito Callangate | K - Ar | biotita | 338 ± 8 | Sánchez A. 1995 |
| Granodiorita Tingo Grande | Ar - Ar | biotita | 337.3 ± 1.4 | Este estudio |
| Monzogranito Malomea | Ar - Ar | Biotita | 329.2 ± 1.4 | Haeberlin et. al. 2002 |
| Monzogranito Callangate | K - Ar | biotita | 329 ± 10 | Sánchez A. 1995 |
| Granodiorita Gollón La Lima | U - Pb | Zircón | 329 ± 1 | Vidal C., et. al. 1995 |

| | | | | |
|-----------------------------|---------|-------------|-------------|------------------------|
| Granodiorita Gollón La Lima | Ar - Ar | Biotita | 328.1 ± 1.2 | Haeberlin et. al. 2002 |
| Dique Aplita (Paraiso) | Ar - Ar | Biotita | 325.4 ± 1.4 | Haeberlin et. al. 2002 |
| Granodiorita La Montañita | Ar - Ar | biotita | 325 ± 4 | Este estudio |
| Batolito de Pataz | Ar - Ar | Biotita | 321 ± 1 | Schreiber et. al. 1990 |
| Granodiorita Gollón La Lima | Ar - Ar | biotita | 317 ± 1.2 | Este estudio |
| Batolito de Pataz | Ar - Ar | Hornablenda | 305 | Schreiber et. al. 1990 |
| Granodiorita Buldibuyo | Ar - Ar | biotita | 300 ± 4 | Este estudio |

Las dataciones de muestras tomadas en el sector norte del batolito (Tambo de Callangate – Balsas) han rendido valores ligeramente mayores que aquellas del sector sur; así, una tonalita (BT – 181) que corta a gneises y esquistos del Complejo del Marañon en la carretera Chacanto – Leimebamba entre Hornopampa y Manantial ha dado un valor de 351 ± 8 Ma, con un MSWD Isócrona: 3.5, aunque su margen de error no es óptimo; sin embargo, no es tan diferente de otros valores obtenidos como aquel de la granodiorita Balsas que rindio una edad de 346 ± 10 Ma (Sánchez A. 1983) en una muestra tomada en un cuerpo localizado en el tramo Chacanto a quebrada Saumate en la carretera a Bolívar. La muestra BT – 176 que ha rendido una edad de 340.9 ± 1.4 Ma (Tabla 4.1) corresponde a un cuerpo de la granodiorita Balsas que se encuentra en el corte de carretera Chacanto a Bolívar, en la subida a San Vicente. Otro cuerpo registrado como granodiorita Balsas que se encuentra al este y norte del caserío de Huanabamba (BT – 178) ha rendido una edad de 330.5 ± 1.1 Ma, valor que difiere de los anteriores. Dadas las características observadas se considera que la granodiorita Balsas se ha emplazado entre los 346 a 340 Ma (Missisipiano inferior a medio).

En el macizo de los Granitos Callangate se han obtenido edades entre 345 ± 2 Ma en el monzogranito Enaben y 329 ± 10 en el monzogranito Callangate (Tabla 4.1), como valores extremos, sin embargo dada la consistencia de valores obtenidos se puede considerar como edad del emplazamiento de estos granitos entre 338 a 345 Ma (Missisipiano medio), rango en el cual están comprendidos además la granodiorita Los Alisos y el monzogranito Yalen.

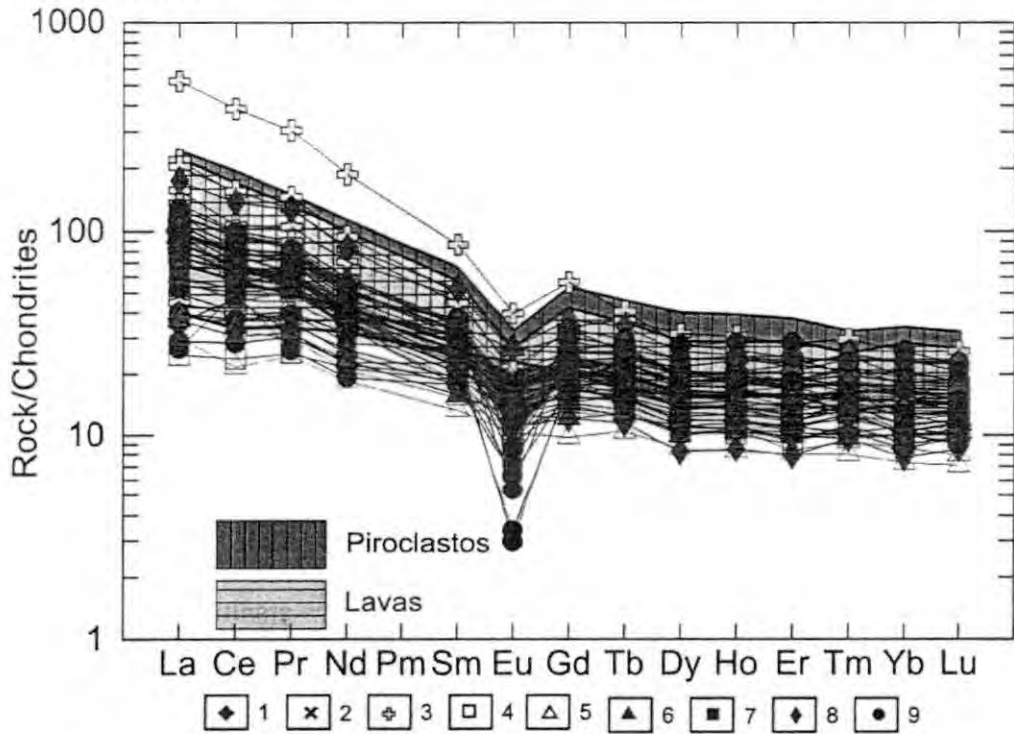
Una muestra de la granodiorita Tingo Grande ubicada en el extremo oriental del bloque del Marañon ha rendido una edad Ar – Ar de 337.3 ± 1.4 Ma (Missisipiano medio).

En el sector sur del Batolito se han reportado edades relativamente más jóvenes, así Vidal et. al.1995, menciona una edad U – Pb en zircones de 329 ± 1 Ma para la una muestra tomada en el flanco occidental del Cerro Cabana correspondiente a la Granodiorita Gollón – Lima, con litofacies algo híbridas. Haeberlin et. al. 2002 indica una edad de 329.2 ± 1.4 Ma en un monzogranito que corresponde a la unidad Malomea en el sector La Lima – Papagayo. En una muestra de granodiorita de la Mina Papagayo cortada 1780, reporta una edad de 328.1 ± 1.2 Ma, valor que en cierto modo contradice las relaciones de contacto ya que el monzogranito corta a la granodiorita, en todo caso este valor estaría reflejando el emplazamiento del monzogranito y la edad de la granodiorita debe ser más antigua.

La edad de 325.4 ± 1.4 Ma obtenida en un dique de aplita en la carretera Glorita, área Paraiso, coincide con el valor de 325 ± 4 Ma obtenido para la granodiorita La Montañita en el extremo sudeste del área, sin embargo su precisión no es buena, esta última podría ser más antigua.

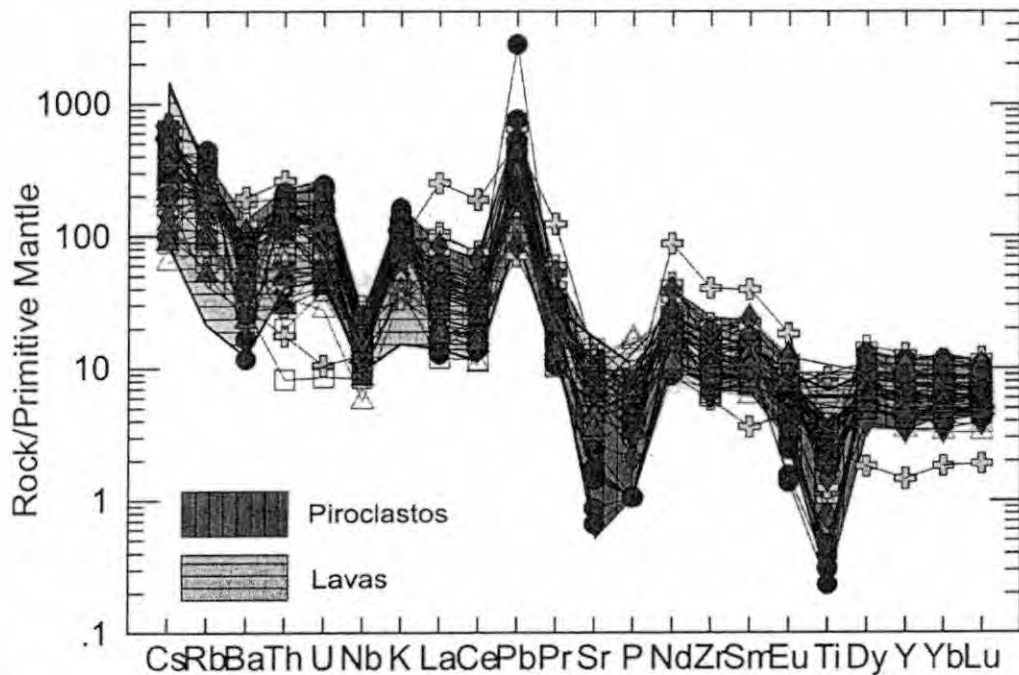
Desafortunadamente los valores mencionados por Schreiber et. al.1990 para el Batolito de Pataz (321 y 305 Ma) no tienen ubicación precisa; no obstante tienen inconsistencia con valores obtenidos posteriormente, al igual que los valores entre 323 y 319 Ma

Grupos Tonalita - Granodiorita Gollón - Parcoy y Granitos Callangate - Río Yuracyacu
Y Formación lavasen



1: Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3: Gollon - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas. 6: Buldibuyo, 7: Granitos Callangate, 8: Chacanto, 9: Yuracyacu - Malomea.

A) Diagrama de tierras raras normalizado a la condrita de Nakamura 1974.



B) Normalizado al manto primitivo Sun and Mc Don. 1989

Figura 4.21 Diagramas de tierras raras de las rocas plutónicas del Batolito Gollon - Buldibuyo y la Formación Lavasen. Se nota la coincidencia de los trazos.

De acuerdo a su ubicación y su signatura geoquímica correspondiente a ambientes de arcos de márgenes continentales se pueden considerar como granitos de “segunda generación” que provienen de refusión o remagmatización de rocas derivadas del manto y los materiales relacionados, de acuerdo con las ideas de Blevin P., (2003).

Ambiente tectónico

En relación a las tierras raras se puede observar en la figura 4.21 en donde se ha reunido la información de las rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo con la información de tierras raras de la Formación Lavasen; se observa que la morfología de las rocas graníticas en el diagrama tipo araña concuerda con aquella de la Formación Lavasen, y ambas definen una grafica similar a la curva patrón similar a las series calco alcalinas de arcos de isla o márgenes continentales (Fernández S., y Hernández, A., 1991) asociado a una zona de subducción.

La figura 4.25 muestra la clasificación tectónica de las rocas graníticas del Batolito de Gollón – Buldibuyo, de acuerdo al contenido de FeO^* , MgO y Al_2O_3 , que indica que la mayoría de unidades caen en el campo orogénico. Por otra parte en los diagramas propuestos por Pearce et. al. 1984 para el ambiente tectónico (figura 4.26) la mayor parte de muestras de rocas graníticas caen en el campo VAG que corresponde a los granitos de arcos volcánicos relacionados a márgenes continentales activas, lo cual concuerda con otras características descritas anteriormente. Sin embargo, algunas muestras de granitos de las unidades Malomea, Chacanto se plotean en el campo de los granitos de intraplaca (WPG).

Resumiendo la información obtenida y las interpretaciones hechas acerca de las rocas del Batolito Gollón – Buldibuyo se trata de rocas graníticas asociadas con equivalentes volcánicos (Formación Lavasen), formados en un ambiente de arco de margen continental, relacionado a procesos de subducción. Su grado de evolución no refleja netamente una procedencia del manto, en cambio se trataría de granitos de segunda generación en el sentido de la definición de Blevin P., 2003, teniendo como causas de su variación procesos de mezcla de magmas o posiblemente algo de asimilación; no se puede decir que el proceso principal haya sido la cristalización fraccionada.

Si bien las rocas graníticas del Batolito de Gollón – Buldibuyo corresponden a un ambiente de granitos de arco volcánico (VAG) de acuerdo a los rasgos petrográficos e interpretaciones geoquímicas, existe cierta incompatibilidad con el origen de lavas almohadilladas basáltico andesíticas que se encuentran en las vecindades al este del Abra Barro Negro y que parecen ser del Carbonífero inferior o Devoniano superior.

En la interpretación de la evolución geodinámica del norte peruano, existen dos ideas divergentes acerca de la conexión entre Gondwana y Laurentia durante el Paleozoico inferior, una que considera una colisión continente - continente para desarrollar el Orógeno Famatiniano – Apalachiano (Dalla Salda et. al. 1992 a,b; Dalziel et. al. 1994; en Haeberlin et. al. 2002) seguida por la formación de Valles tectónicos en el cratón Laurentia y otra que postula la actuación de terrenos alóctonos de afinidad Laurentiana desplazados y que fueron acrecionados a la margen sudamericana desde el Ordoviciano tardío al Devoniano tardío.

mencionados por Haeberlin en hornablendas que resultan siendo más jóvenes que las biotitas que coexisten con ellas en la misma roca.

En la margen derecha del río Yuracyacu se ha datado una granodiorita considerada como parte de la Formación Granodiorita Gollón – La Lima que ha rendido una edad Ar- Ar de 317 ± 1.2 Ma. El valor de 300 ± 4 obtenido en una muestra de las nacientes de la quebrada Vizcachas se considera como un valor mínimo asignable a la unidad Buldibuyo. No obstante, se requiere mayor información para precisar la edad de emplazamiento de las unidades Malomea, Buldibuyo y Gollón – La Lima.

Las edades geocronométricas obtenidas son relativamente más jóvenes hacia el sudeste, aún cuando se requieren ajustar el muestreo para precisar las edades de plutones en concordancia con sus relaciones de contacto. El Batolito Gollón - Buldibuyo según las dataciones existentes se habría emplazado entre 346 y 300 Ma, aunque la mayor agrupación de datos esta entre 346 y 317 Ma. Mayormente Missisipiano medio a superior.

4.1.5.14 Interpretación y Discusión

De acuerdo con las características de los xenolitos presentes en las rocas del Batolito Gollón – Buldibuyo y la existencia de rocas gabrodioríticas como bloques remanentes a lo largo del Batolito, se deduce que esta es la unidad plutónica más antigua del batolito que ha sido probablemente erosionada, y quedan actualmente como cuerpos remanentes hacia los bordes de los cuerpos plutónicos mayores. Existe la posibilidad que hayan sido asimiladas parcialmente por el magmatismo posterior o que no hayan sido traídos a la superficie por los procesos tectónicos.

Edad del Batolito Gollón - Buldibuyo

Según las relaciones de contacto observadas, las unidades de rocas plutónicas que constituyen el Batolito Gollón – Buldibuyo tienen relación de corte con las rocas del Complejo del Marañón, las formaciones Macno, Contaya del Paleozoico inferior y con el Grupo Ambo del Carbonífero inferior y las formaciones Tres Lagunas y la parte inferior de la Formación Lavasen. Estas últimas unidades se depositaron durante el Devoniano al Carbonífero, ya que se han encontrado rocas pelíticas con restos de plantas atribuidas al Carbonífero inferior, intercaladas con rocas volcánicas consideradas como parte del Grupo Ambo.

Como límite superior claramente definido están las rocas volcánicas piroclásticas, conglomerados, areniscas y pelitas rojas del Grupo Mitu, cuya edad aproximada es Permiano superior – Triásico inferior, en los conglomerados y areniscas del Grupo Mitu se encuentran clastos de rocas graníticas del Batolito. También se observa que la secuencia superior de la Formación Lavasen yace cubriendo a rocas del Batolito, por ejemplo al sur de Enaben.

Por otra parte las últimas etapas del magmatismo intrusivo a lo largo del batolito son los diques y cuerpos graníticos rojizos con alto contenido de feldespato potásico que se consideran como el evento último de la Formación Granitos Chacanto; estos diques cortan a las unidades plutónicas mayores, a la Formación Lavasen y están asociados con rocas del Grupo Mitu, por ejemplo en la carretera Unamen – Bolívar, en el camino Capellanía – Bambamarca, en el río Lavasen, etc.

Al sudeste de Bolívar, Sánchez A., (1995), ha reportado fósiles del Pensilvaniano Permiano inferior en una secuencia de calizas que yacen sobre el Monzogranito Callangate en el Cerro Milpo Grande.

Por tanto según la cronología relativa establecida a partir de las relaciones de contacto las unidades del Batolito Gollón - Buldibuyo se han emplazado aproximadamente entre el Missisipiano inferior y el Pensilvaniano inferior; tomando en cuenta las subdivisiones y límites de la Carta Estratigráfica Internacional publicada por la Comisión Internacional de Estratigrafía en el año 2004.

Asimismo, existe similitud en el comportamiento de las tierras raras de las rocas del Batolito Gollón - Buldibuyo y la Formación Lavasen (figura 4.21) que indicaría que pueden provenir de la misma fuente.

Las diferencias de edad no son marcadas, al menos de acuerdo a las relaciones de yacencia. No obstante que de acuerdo a las relaciones de corte las dioritas, tonalitas - granodioritas no tienen relación directa con la parte superior de la Formación Lavasen (secuencia piroclástica), ya que no se ha observado relación cortante sino contactos tectónicos; en cambio los granitos más jóvenes tienen en algunos casos relaciones de corte pero muestran rasgos de cuerpos intrusivos de alto nivel, subvolcanicos y su petrografía es similar a las rocas volcánicas de la parte superior de la Formación Lavasen, pueden haberse emplazados contemporáneamente.

Las dataciones isotópicas indican que el Grupo tonalitas - granodioritas Gollón - Parcoy y el Grupo de Granitos Callangate - Yuracyacu se emplazaron esencialmente durante el Missisipiano medio (345 - 326 Ma), las cuales se traslapan con las edades que tiene el Grupo Ambo en su localidad tipo (Zapata et. al. 2004), por lo menos las formaciones graníticas Malomea, Buldibuyo, La Montañita, serían casi contemporáneas como el volcanismo piroclástico de la Formación Lavasen que constituye la parte superior del Grupo Ambo. En tanto la Formación Chacanto y los diques graníticos relacionados parecen ser posteriores al volcanismo Lavasen.

Las dataciones efectuadas a la fecha indican un emplazamiento del Batolito entre 346 a 315 Ma, aproximadamente; sin embargo aún no se puede precisar la secuencia de formación de las diversas unidades que conforman el Batolito Gollón - Buldibuyo. En el caso del área entre La Lima y Cerro Gigante los resultados geocronométricos no expresan claramente las relaciones de contacto observadas; lo cual puede deberse a los diversos eventos que parecen haber afectado a las rocas granodioríticas como son, emplazamiento de granitos, diques de aplitas, sienogranitos, diques máficos, diques porfiríticos, stocks porfiríticos, vetas de cuarzo con mineralización y la hibridación de las rocas especialmente en el caso de los cerros Cabana y Gigante.

Componentes tales como la Formación Granitos Chacanto, diques graníticos, los diques máficos, y los stocks porfiríticos, no han sido datados mediante métodos geocronométricos. Sus relaciones de contacto en el caso de los Granitos Chacanto indica que son posteriores a las unidades graníticas y están asociados espacialmente con algunos afloramientos del Grupo Mítu, sin embargo en conglomerados de éste se encuentran clastos de sienogranitos similares a la unidad Chacanto. Los stocks y diques porfiríticos están asociados con la secuencia volcánica Lavasen, como en el caso del río Condormarca y están cortados por diques graníticos.

Por otra parte los diques máficos frecuentemente están asociados con las vetas de cuarzo emplazadas en rocas graníticas; además se les encuentra en rocas del Complejo del Maraño y del Paleozoico hasta el Grupo Ambo; en algunos casos se observa que cortan a los diques graníticos o incluso están emplazados en la parte central de estos, sus rasgos petrográficos y geoquímicos concuerdan con parte de las rocas volcánicas de Lavasen. Su edad de acuerdo a las relaciones de contacto debe ser anterior al Grupo Mítu ya que no se ha observado diques cortando a esta unidad, pueden haber sido parte de los alimentadores del volcanismo Lavasen.

Emplazamiento

El Batolito Gollón - Buldibuyo esta emplazado en un bloque de rocas proterozoicas y paleozoicas, limitado por fallas profundas de longitud regional que parecen haber controlado la actividad magmática durante el Missisipiano. Este batolito constituye parte de un conjunto de batolitos carboníferos que se extienden por más de 500 km a lo largo de la Cordillera Oriental; lo que induce a suponer un conducto profundo por el cual se desplazaron los magmas a la parte superior de la corteza.

Otra característica del Batolito Gollón - Buldibuyo es la separación de conjuntos plutónicos, como Callangate - Yalen (granitos - granodioritas), Lavador y volcanitas hasta Jecumbuy, conjunto plutónico intrusivo Balsas (unidades Balsas, Chacanto) y el conjunto plutónico Gollón (tonalitas - granodioritas). En el sector sur los conjuntos plutónicos: La Lima - Pataz, Malomea - Yuracyacu y Retamas - Buldibuyo, separados espacialmente y también por ciertos rasgos petrográficos; estarían relacionados a focos diferentes o a migraciones de la fuente de magma.

En el caso de los cuerpos plutónicos del Batolito Gollón - Buldibuyo el resultado de los mecanismos de emplazamiento se observa mejor en aquellos cuerpos que tienen menor altitud, como es el Plutón de Balsas. Por el contrario en los que se encuentran a mayor elevación como Gollón el techo ha sido erosionado así como las paredes elevadas; si bien en el conjunto plutónico Callangate - Yalen, se observan aún techos colgantes y cobertura, y las paredes laterales se pueden observar en los cortes profundos de los ríos Cujibamba y las quebradas Pila, El Tambo, etc.

En el caso del plutón de Balsas, se observa stoping y subsidencia de bloques notándose apófisis de la granodiorita Balsas dentro de los gneises y esquistos del Complejo del Marañón y bloques del mismo dentro del cuerpo plutónico, ello se observa también a menor escala en los xenolitos y bloques contenidos en el contacto oriental del plutón (figura 4.5).

En diversos plutones se observan xenolitos de microdioritas mesócratas con formas angulosas, subredondeadas sin regularidad en su distribución (foto 4.11 y 4.12), derivan de la fragmentación de rocas preexistentes. Se puede inferir mecanismos de agrietamiento y partición de cuerpos rígidos como consecuencia del ascenso del cuerpo magmático, lo cual puede interpretarse como partición del techo y de las paredes adyacentes al cuerpo magmático.

En el sector sur las unidades del Batolito están limitadas por fallas NO - SE, notándose bloques de dioritas en los bordes e incluidos dentro de las granodioritas y tonalitas, así como bloques y techos colgantes de la roca caja, lo cual está relacionado al mecanismo de ascenso del magma y subsidencia de bloques.

Interpretaciones petrogenéticas

Tipología

Las unidades plutónicas e intrusivas del Batolito Gollón - Buldibuyo de acuerdo a su distribución espacial están asociadas con las rocas volcánicas de la Formación Lavasen con las cuales presenta afinidades geoquímicas y petrográficas. Cuando se grafican ambas unidades en los diagramas geoquímicos basados en elementos mayores se agrupan como un conjunto de rocas subalcalinas, con tendencia calco alcalina (figuras 4.4, 4.8, 4.14), las que se consideran formadas en ambientes de subducción.

Por otra parte considerando las asociaciones de plagioclasa, cuarzo, feldespato, hornablenda, biotita y el contenido de magnetita verificada en muestras molidas, así como la susceptibilidad magnética generalmente mayor a 10×10^{-3} SI, (medidas con un Suceptibilímetro SM - 20), se considera que las rocas graníticas del Batolito Gollón -

Buldibuyo son tipo I, calco alcalinas y corresponden mayormente a las series de magnetita descritas por Ishihara, S., (1981).

Sin embargo, algunas muestras de granitos de Chacanto y Malomea tienen alto contenido de K y en el diagrama Rb vs Nb + Y se ubican en el campo composicional de granitos tipo A según la modificación propuesta por Christiansen & Keith (1996) al esquema de Pearce et. al. (1984), estos cuerpos además tienen contenidos de SiO₂ entre 72 –76 %. En este caso pueden corresponder a la asociación más común relacionada a la formación de rift, siendo el magmatismo silíceo el miembro final de asociaciones volcánicas bimodales.

Según B. Chappell los granitos tipo I de la faja plegada paleozoica de Australia oriental caen en dos grupos formados a altas y bajas temperaturas magmáticas. La distinción se basa en la ausencia o presencia, respectivamente de zircón con edades heredadas en las rocas más máficas. También en las diferencias relacionadas con los patrones de variación de Zr con SiO₂. Los patrones de variación de Zr observados en series graníticas indican que el Zr generalmente decrece con el incremento del contenido de SiO₂ en las series de baja temperatura y se incrementa hacia los contenidos más altos de SiO₂ en las rocas más máficas de más alta temperatura.

La figura 4.24 es un intento de aplicar tal concepto en las rocas graníticas del Batolito Gollón – Callangate; aún cuando el número de muestras es insuficiente, se observa que las unidades Lavador y Abra Chanchillo a mayor contenido de SiO₂ se incrementa el Zr, ello indica que serían granitos de alta temperatura y en el caso de las unidades Gollón y Chacanto a mayor contenido de SiO₂ disminuye el Zr por tanto serían granitos de baja temperatura.

Grado de Diferenciación

Aparentemente las rocas volcánicas son ligeramente más diferenciadas que la mayor parte de las rocas plutónicas, en relación con las tierras pesadas e intermedias, si bien existe un traslape con respecto a las tierras raras ligeras.

El grado de diferenciación de acuerdo con Fernández S., y Hernández A., 1991, (página 158), uno de los diagramas que “posee ventaja no sólo para clasificación de granitos en distintos grupos de acuerdo con la diferenciación que hayan sufrido” es el diagrama, propuesto por El Bouseily y El Sokkary., 1975, (en Fernández S. y Hernández A., 1991) que compara los contenidos de Ba, Rb, Sr de las rocas graníticas; teniendo en cuenta que Ba y Sr se concentran en la biotita y en la plagioclasa, respectivamente; y además que el Rb aumenta al igual que el K con la diferenciación. En la figura 4.22, se observa que las unidades del Batolito caen en los grupos de granodioritas – cuarzo dioritas a granitos normales; sin embargo, se grafican como granitos anómalos algunas muestras de las unidades Gollón – La Lima, Balsas, Lavador y Los Alisos, lo cual teóricamente involucra a los granitos relacionados a procesos metasomáticos, granitizados, rapakivi, magmáticos; en general a aquellos granitos que han sufrido cambios químicos o han sido formados por más de un mecanismo (Fernández, S. y Hernández A.,). En cambio el grupo de granitos Malomea en su mayoría son granitos fuertemente diferenciados (figura 4.22).

Otro gráfico que ayuda a visualizar el grado de evolución en la composición es el diagrama binario que compara en el eje de las abscisas, el contenido de SiO₂ y en el eje de las ordenadas la razón K/Rb (según Blevín P., 2003), figura 4.23, en la que se puede apreciar que las unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo se ubican en el límite de evolución moderada y fuertemente evolucionada; lo cual significa que su composición no refleja precisamente su derivación del manto.

Grupos Tonalita – Granodiorita Gollón – Parcoy y Granitos Callangate – Río Yuracyacu

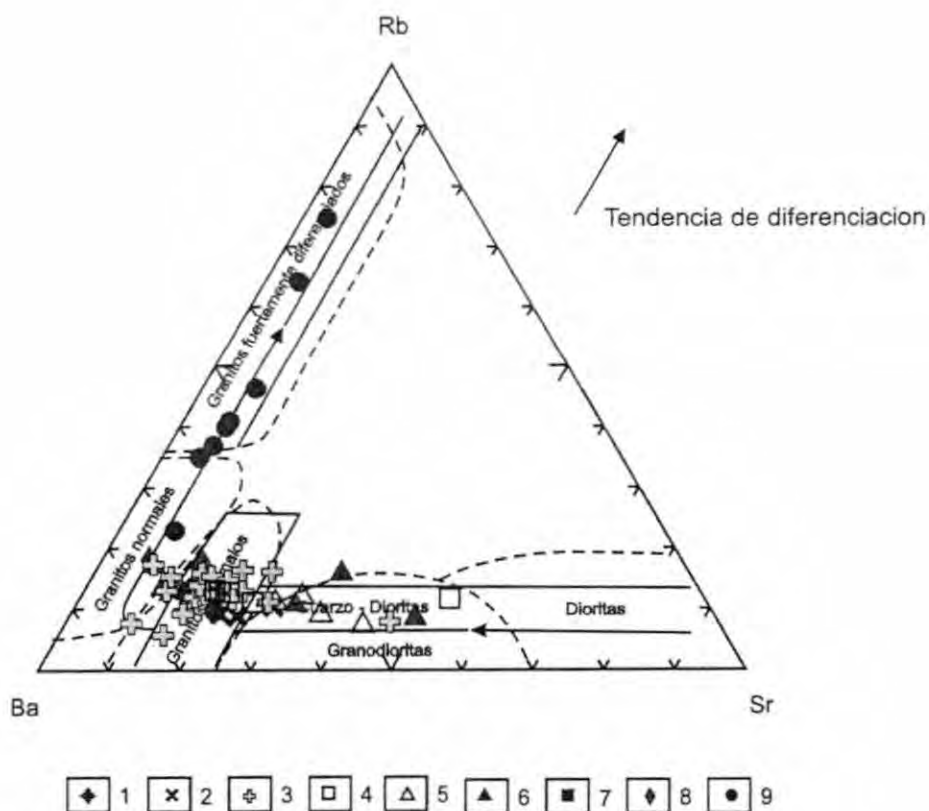


Figura 4.22 Diagrama Ba-Rb-Sr según El Bouseily y El Sökkary., (1975) que permite establecer el grado de diferenciación de las unidades del Batolito Gollon - Buldibuyo, 1:Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3: Gollon - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas. 6 : Buldibuyo, 7: Granitos Callangate, 8: Chacanto, 9: Malomea

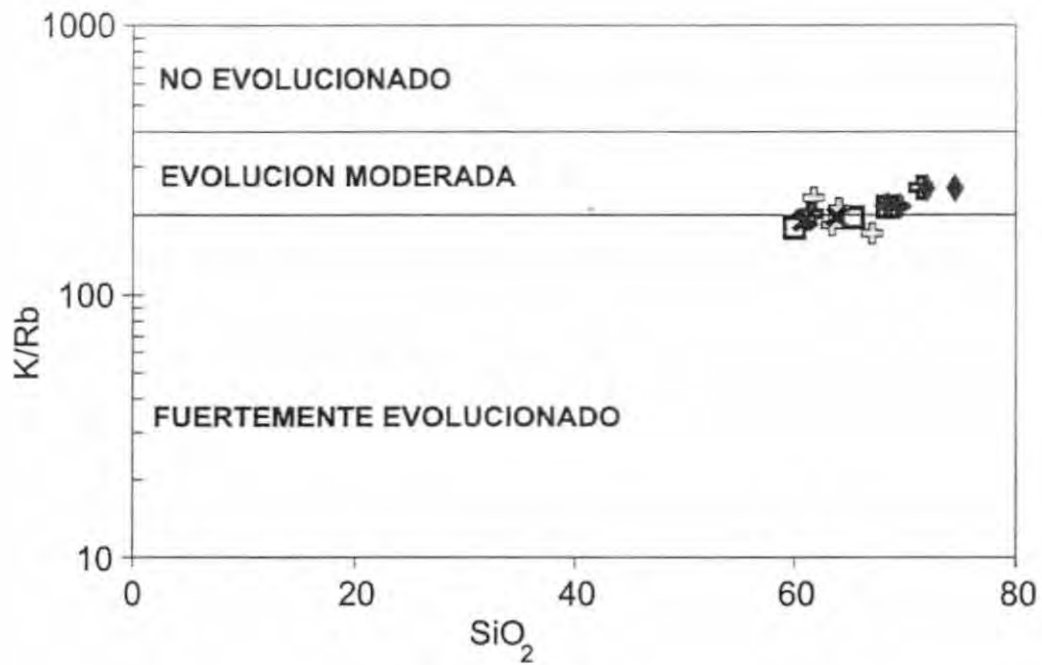


Figura 4.23 Esquema de clasificación según K/Rb, vs SiO₂ de las unidades graníticas del Batolito Gollon -Buldibuyo. Unidades igual que figura 4.24

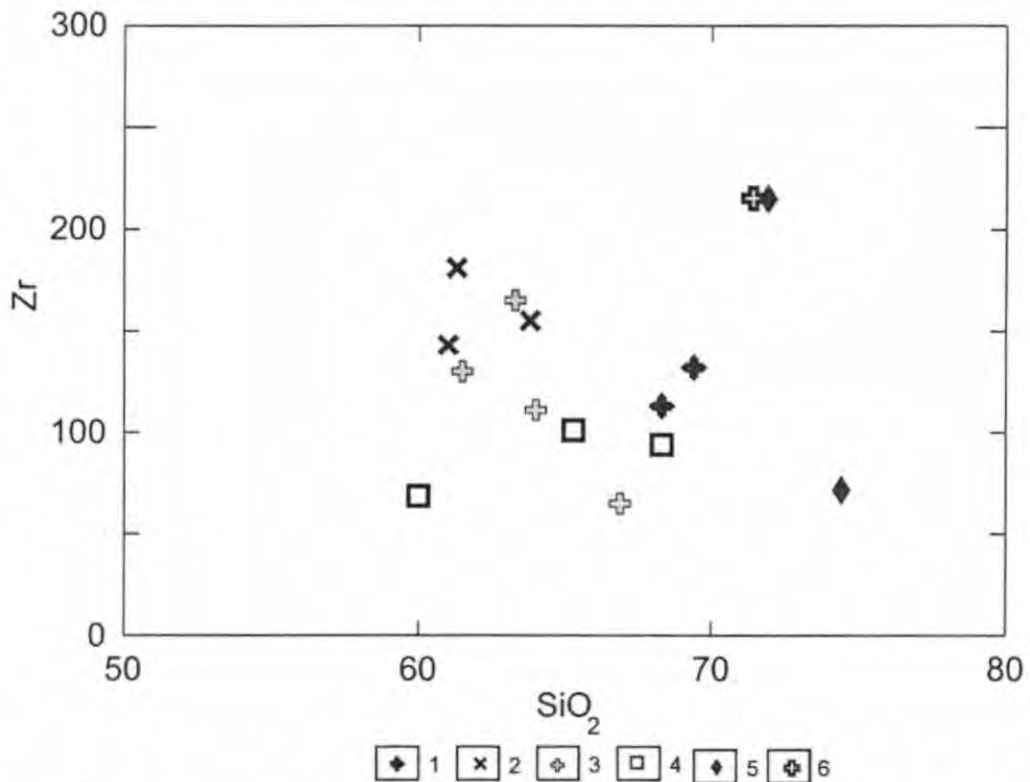


Figura 4.24 Diagrama Zr vs SiO₂ como discriminante de granitos de alta y baja temperatura, de acuerdo con B. Chappell (2003). Unidades 1: Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3:Gollon -Lima, 4: Lavador, 5:Chacanto, 6: Dique afanítico.

Por su parte Jaillard et. al. (2000) considera que la proto margen andina en el norte del Perú permaneció como una margen activa desde el Ordoviciano al presente. Haeberlin & Fontboté, en Haeberlin (2002), distinguen hasta cinco episodios de evolución en la Cordillera Oriental del norte peruano señalando que constituye un fragmento de antepaís en una faja orogénica y que además hubo desprendimiento de terrenos que corresponderían a la prolongación septentrional del terreno Arequipa – Antofalla (ubicado al oeste de la Cordillera Oriental) durante el Missisipiano y con posterioridad al Permotriásico los que migraron hacia el norte, tales terrenos podrían corresponder al microcontinente compuesto Oaxaca – Acatlán ubicado actualmente en México?.

Grupos Tonalita – Granodiorita Gollón–Parcoy y Granitos Callangate–Río Yuracyacu

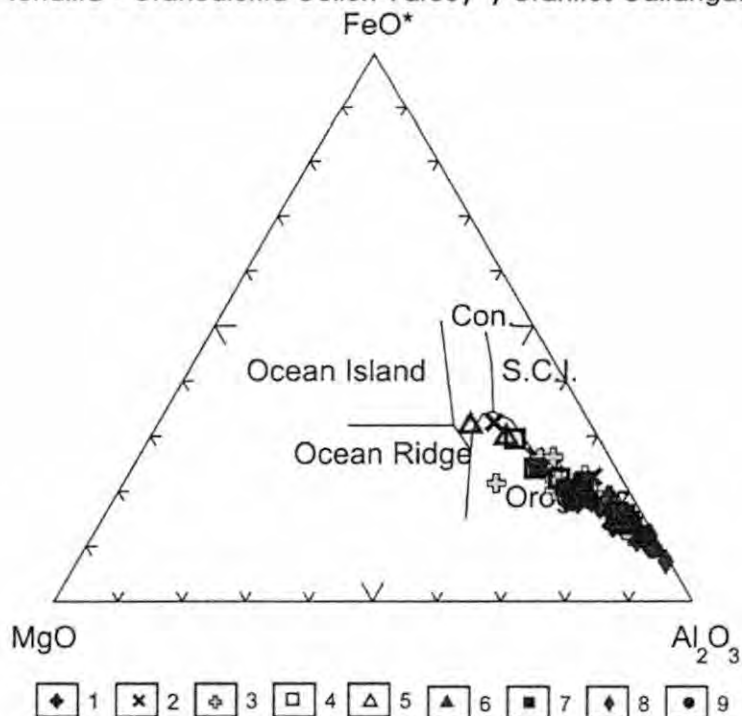


Figura 4.25 Diagrama Pearce et al.1977. 1: Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3: Gollon - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas. 6: Buldibuyo, 7: Granitos Callangate, 8: Chacanto, 9: Malomea

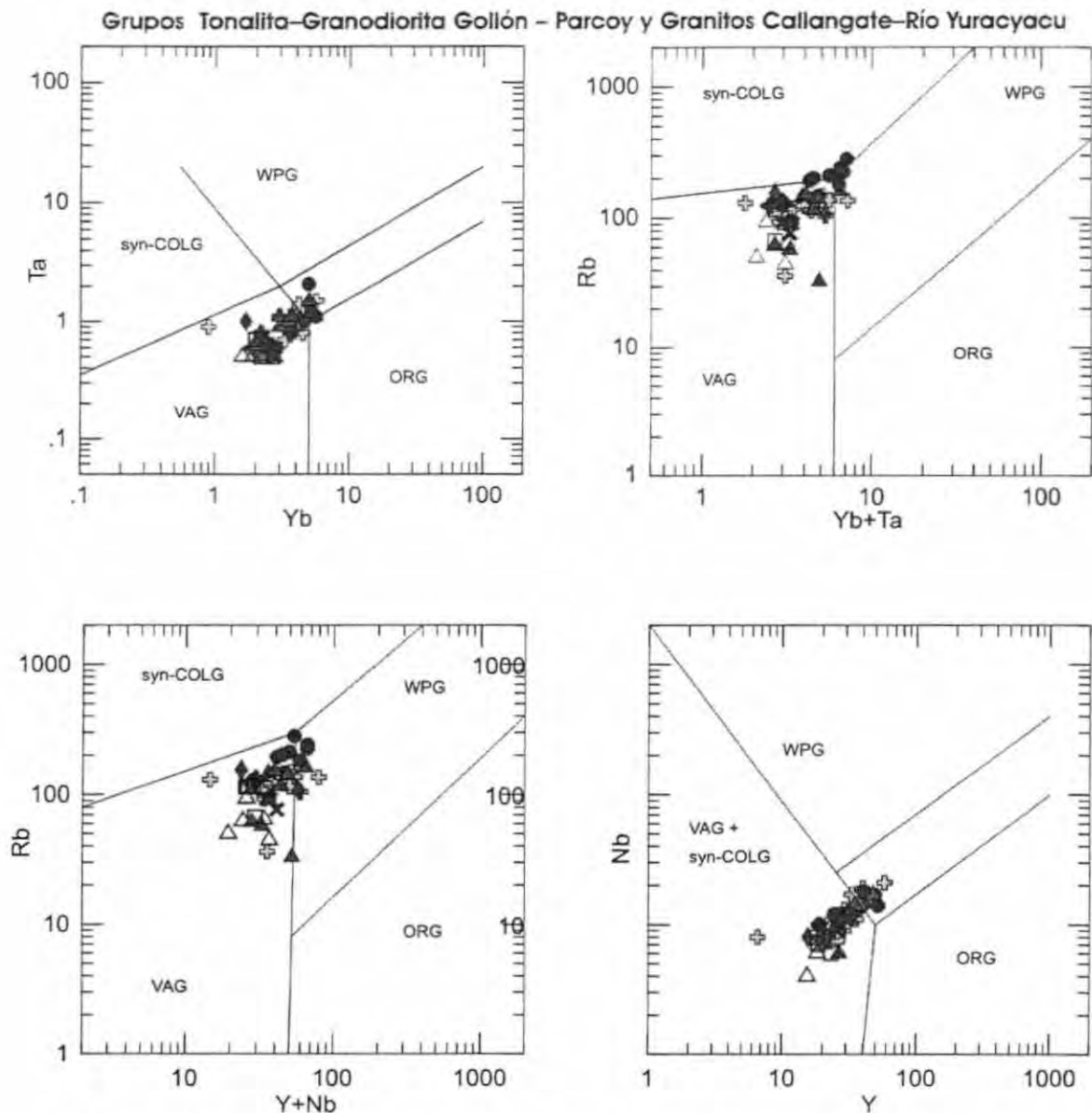


Figura 4.26 Diagramas Pearce et al., 1984, relacionados con el ambiente tectónico, aplicado a las unidades plutónicas del Batolito Gollón - Buldibuyo. Símbolos iguales a las figuras anteriores. Se observa que algunos granitos tienen tendencia al campo de intraplaca.

Fuente del material

Los materiales que se han encontrado en las rocas graníticas del batolito corresponden a enclaves granulares finos a microgranulares como concentraciones de anfíboles, piroxenos y plagioclasas que se encuentran distribuidos irregularmente en la muestra. La textura y el tamaño de los cristales en los enclaves frecuentemente difiere de la roca circundante, y además tienen evidencias de mayor alteración. De acuerdo a la presencia de piroxenos y anfíboles corresponden a rocas ígneas máficas. En algunos casos parecen constituir restitas de rocas del basamento metamórfico (foto 4.13).

El hecho de que las rocas híbridas vayan desde el linaje toleítico al monzonítico subcalino estaría indicando que el grado de digestión o asimilación ha sido variable y

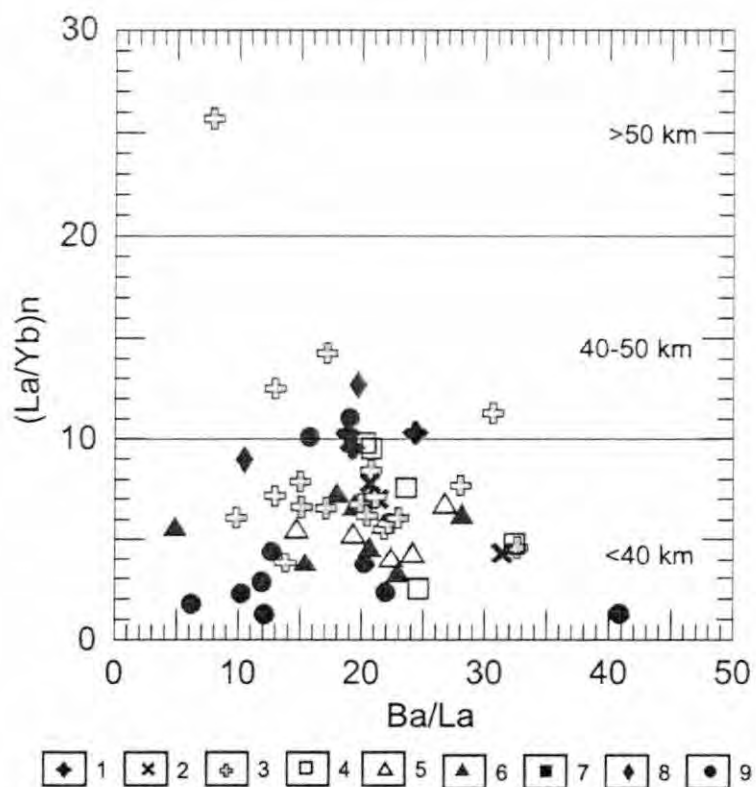


Figura 4.27 Estimación del grosor de la corteza según Taylor and McLennan 1985... De las unidades: 1:Abra Chanchillo, 2: Balsas, 3: Gollon - La Lima, 4: Lavador, 5: Retamas. 6: Buldibuyo, 7: Granitos Callangate, 8: Chacanto, 9: Malomea

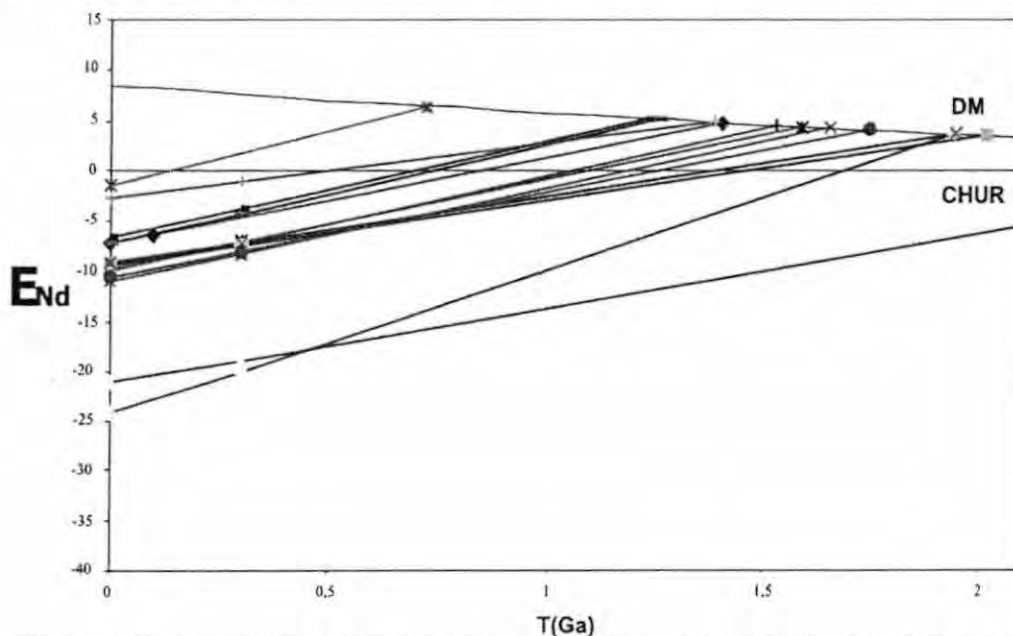


Figura 4.28 Valores de ϵ_{Nd} en algunas rocas graníticas del Batolito Gollon - Buldibuyo (Rendon C., Inedito) que sugieren una fuente en la corteza inferior.

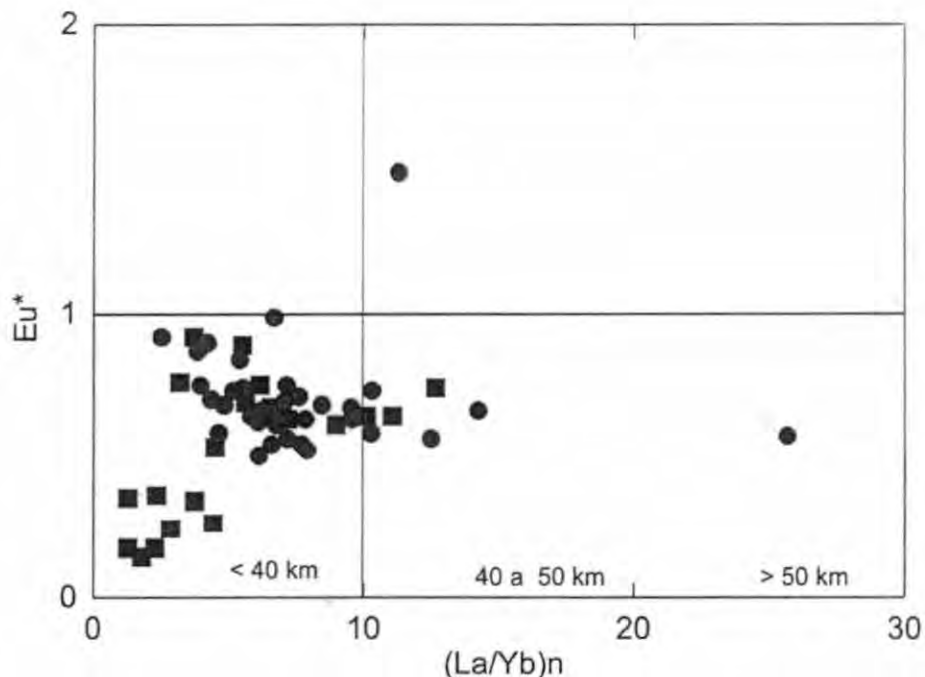


Figura 4.29 Discriminante Eu^* $(La/Yb)_n$ de las rocas graníticas del Batolito Gollon Buldibuyo que permite inferir el fraccionamiento plagioclasa hornablenda y su relación con el grosor cortical. Diagrama según Taylor and Mc Lennan 1985.

que por lo menos existe material máfico o ultramáfico que ha sido asimilado parcialmente.

Las razones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de aproximadamente 0.708, para los granitoides del Batolito de Pataz (Haeblerlin, 2002), indican una incorporación extensa de corteza continental antigua, en la formación del magma que dio lugar a las rocas graníticas.

Resultados preliminares de isótopos de neodimio reportados por C. Rendón señalan que la mayoría de los granitos tienen valores de $\Sigma nd = -1$ a -24 (figura 4.27) que corresponden a material fuente proveniente de la corteza inferior. Además este material tendría edades entre 1250 a 1900 Ma.

Según las evidencias existentes los materiales fuente parecen corresponder a rocas máficas, material granítico antiguo, y posiblemente ultramáficas existentes en la corteza inferior que han sufrido refusión en una corteza de 40 a 50 km de grosor, de acuerdo con la figura 4.27 y 4.28 elaborada en base a Taylor & Mc Lennan 1985.

4.1.5.15 Conclusiones

• En el batolito Gollón – Buldibuyo se han identificado cinco unidades intrusivas principales:

- La Formación gabrodiorita Retamas que son las rocas precursoras del Batolito
- El Grupo de tonalitas – granodioritas Gollón - Parcoy (4 formaciones)
- El Grupo granitos Callangate – Río Yuracyacu (3 formaciones)
- Intrusivos del sector oriental (diorita a granodiorita)
- Formación Granitos Chacanto

Además se han reconocido:

- La Formación Granodiorita La Montañita ubicada 11 km al ESE de Buldibuyo que se considera parte de otro segmento del Batolito Carbonífero de la Cordillera Oriental.
- Existen cuerpos intrusivos del Cenozoico que se describen como la Formación Granodiorita El Huayo y la Formación andesitas- dacitas Cerro Negro, diabasa San Miguel, emplazados al oeste del alineamiento del Batolito Gollón – Buldibuyo.
- Las rocas del Batolito Gollón – Buldibuyo son en su mayoría rocas de grano medio, leucócratas a mesocratas, cuya mineralogía consiste de plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo, biotita, hornablenda, y como accesorios frecuentes zircon, apatito, rutilo, magnetita y los secundarios sericita, arcillas, cloritas, epidota, muscovita. En las gabrodioritas y algunas tonalitas se observa a veces una secuencia de reemplazamiento del piroxeno → anfíbol → biotita → clorita.
- No es raro encontrar enclaves microgranulares de microdioritas, microtonalitas y algunas veces de rocas máficas en las rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo. También existen rocas híbridas en los contactos con la roca caja, en los techos colgantes y algunas veces zonas de mezcla con bloques de rocas oscuras dentro de rocas graníticas claras.
- Los cuerpos de tonalitas – granodioritas y están ubicadas en el sector occidental del Batolito y casi siempre tienen contactos fallados.
- Según las subdivisiones hechas en el diagrama QAP por Lameyre & Bowden 1982, la Formación gabrodiorita Retamas, el Grupo Gollón – Parcoy y la Formación Granitos Callangate pertenecen al linaje tonalítico-granodiorítico calco alcalino. En tanto que las formaciones granitos Malomea, Buldibuyo, Chacanto pertenecen esencialmente al linaje de rocas monzoníticas subalcalinas y potásico aluminicas.
- De acuerdo a la composición química de elementos mayores las rocas del Batolito Gollón – Buldibuyo varían de dioritas a granitos alcalinos. Son rocas subalcalinas con contenidos de K alto a moderado, en su mayoría son rocas calco alcalinas.
- El Grupo Tonalita - Granodiorita Gollón – Parcoy tiene contenidos de SiO₂ entre 60 a 70 % en la mayoría de muestras, en tanto que el Grupo de granitos Callangate – Yuracyacu tiene contenidos entre 65 a 75 %.
- Los diagramas binarios de SiO₂ y MgO versus otros óxidos muestran una correlación buena entre los componentes básicos mientras que los componentes ácidos tienen cierta dispersión y su correlación es regular a buena. Posiblemente se deban a mezcla de magmas, asimilación y procesos de cristalización fraccionada.
- Los diagramas multielementales de tierras raras, muestran tendencia de evolución calco alcalina característica de un ambiente de subducción con empobrecimiento de Nb, Sr, P, Ti y enriquecimiento de Pb, K, Th, U, Rb con unidades cada vez más diferenciadas.
- Las dataciones K-Ar, Ar-Ar, y U-Pb indican que el mayor volumen de plutones del Batolito se ha emplazado entre 346 – 315 Ma (Missisipiano medio). Aunque existen algunos valores que llegan hasta 300 Ma, que requieren confirmarse.
- EL Batolito Gollón – Callangate es un Batolito simple con plutones de rocas graníticas asociadas con equivalentes volcánicos en la Formación Lavasen, formados en un ambiente de arco de margen continental, relacionado a procesos de subducción. Su grado de evolución no refleja netamente una procedencia del manto, en cambio se trataría de granitos de segunda generación.
- Las rocas plutónicas de acuerdo a sus relaciones de contacto se han emplazado en bloques de rocas proterozoicas y paleozoicas controlados por fallas profundas de longitud regional, a modo de complejos plutónicos separados; mediante mecanismos de

stopping involucrando agrietamiento y partición de cuerpos rígidos como consecuencia del ascenso del magma, y subsidencia de bloques con asimilación parcial de fragmentos de la roca caja.

4.1.6 Intrusivos Cenozoicos

Al oeste de Batolito Gollón - Buldibuyo existen algunos cuerpos intrusivos emplazados en la secuencia cretácica y en rocas paleozoicas. Constituyen pequeños stocks y cuerpos que tienen texturas mayormente porfídicas, si bien existen intrusivos con texturas inequigranulares entre el Huayo y Chilia. A lo largo del área de estudio se han registrado los siguientes cuerpos intrusivos: Granodiorita el Huayo, diorita porfídica Cerro Negro, placolito diabásico en el río San Miguel y Quebrada Aserradero, dacita porfídica en Buena Vista, que se encuentran dispersos a lo largo de alineamientos estructurales de dirección NO - SE. De acuerdo a su ubicación, características texturales y composición, estos intrusivos se les agrupa y describe como la Formación Granitos El Huayo la Formación diorita - dacita Cerro Negro, diabasa San Miguel.

4.1.6.1 Formación Granitos El Huayo

Se consideran dentro de esta unidad un conjunto de 6 pequeños stocks e intrusivos menores entre los cuales se encuentra el monzogranito El Huayo. Este conjunto está localizado en el extremo suroccidental del área de estudio entre Chilia y la localidad El Huayo, emplazados en rocas el Grupo Ambo y la Formación Contaya.

El stock ubicado 2 km al sur de la localidad del Huayo tiene 2.5x 1.8 km esta emplazado dentro de rocas pelíticas, pizarrosas de la Formación Contaya y el Grupo Ambo, coincidente con la falla La Viña. Otro cuerpo similar aunque más pequeño se encuentra en el corte de carretera a esta localidad también emplazado en pelitas gris oscuras. Al norte y noreste de Chilia entre Potrero y Buenos Aires se encuentran 4 cuerpos de granodiorita a cuarzo monzonitas con dimensiones menores de 1 kilómetro, alineados en dirección NO - SE, en relación de corte con las pelitas ordovicianas y las areniscas y pelitas del Grupo Ambo.

Son cuerpos leucocratas, holocristalinas, inequigranulares de grano medio e hipidiomórficos, cuyo contenido de plagioclasas varía de 30 a 40 %, feldespatos 20 a 30 % con intercrecimientos perfiticos, cuarzo 15 a 20 %; biotita 8 a 12 %, hornablenda 4 a 10 %.

Como accesorios trazas de apatito, circón asociados con la biotita, y opacos 1 %. Se nota leve deformación en los cristales de feldespatos y alteración de los máficos.

Las muestras de estos cuerpos intrusivos se clasifican como cuarzo monzonitas a monzogranitos (figura) y pueden variar localmente a granodioritas y tonalitas, caen el rango granodiorítico calco alcalino en la clasificación de Lameyre & Bowden.

Se han datado mediante el método $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ dos muestras provenientes de los cuerpos intrusivos que se encuentran en las vecindades del poblado El Huayo, la primera corresponde al cuerpo que es cortado por la carretera, se trata de un monzogranito de grano medio con biotita y hornablenda (TAY - 41), que por efectos de la meteorización granular presenta un relieve suave. Los valores en biotitas han rendido una edad de 40.7 M.a mientras que una muestra proveniente del cuerpo de cuarzo monzonita ubicado 2.5 km al sur del Huayo, ha rendido un edad de 41.2 M.a, Ambos valores indican que estos cuerpos intrusivos se emplazaron en el ~~.....~~ ^{40.7} y reflejan un evento magmático en esta época.

4.1.6.2 Formación Dioritas – Dacitas Cerro Negro

Se reúne bajo esta denominación al conjunto de cuerpos subvolcánicos porfídicos que se encuentran distribuidos a lo largo de un bloque hundido de rocas mesozoicas limitados por las fallas Parcoy - Buldibuyo de dirección NO – SE que han levantado los bloques oriental y occidental poniendo en contacto rocas paleozoicas con unidades cretácicas.

Estos intrusivos tienen una ligera variación composicional entre dioritas a dacitas con poco cuarzo, sus texturas son porfídicas con matriz afanítica micro a criptocristalina.

Al noroeste de Buldibuyo, afloran dos cuerpos intrusivos con rasgos subvolcánicos, uno a 8 km en el Cerro Negro, y el otro ubicado a 3 km en el Cerro Viejo, ambos están emplazados cortando las capas rojas de la Formación Chota del Cretáceo superior – Paleógeno. Tienen textura porfídica con fenocristales de plagioclasas (25 a 30 %), hornablenda (12%), feldespato menos de 5 % y biotitas 1 – 2 %, en una matriz fina a afanítica de tipo microcristalina a criptocristalina de composición felsítica. Las plagioclasas tienen un zoneamiento bien definido (foto). Se han datado mediante el método $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$ las muestras Pto – 4 del cerro Negro, que ha rendido un edad de 17.9 M.a y la muestra Pto – 5 del cerro Viejo que ha rendido una edad de 16.9 M.a. Por lo cual se considera que estos cuerpos intrusivos de nivel subvolcánico se han emplazado en el Mioceno Inferior.

4.1.6.3 Diabasa San Miguel

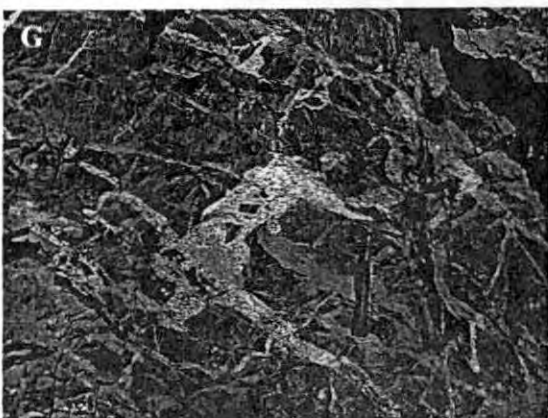
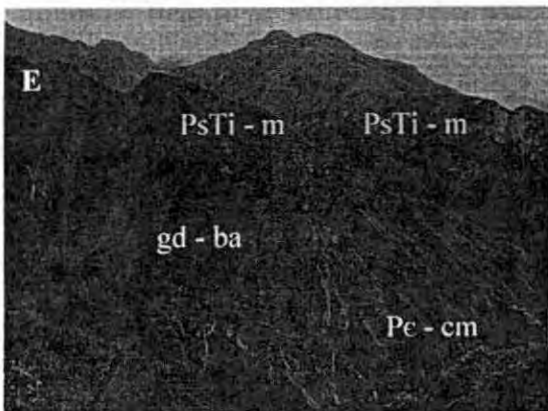
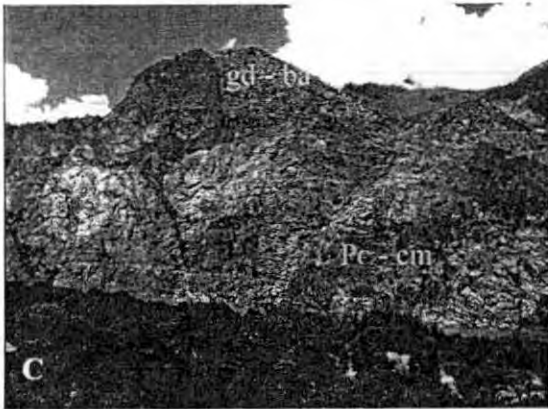
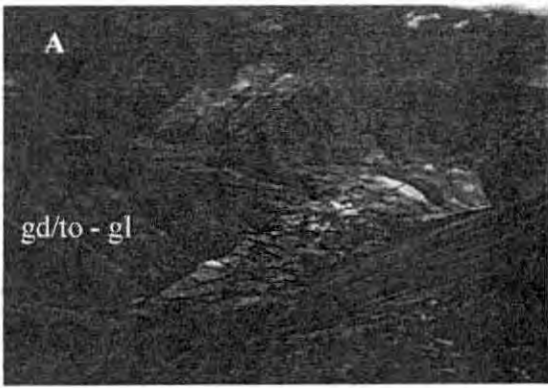
Al noroeste de la laguna Piaz existe un cuerpo subvolcánico porfídico de color gris verdoso, emplazado dentro de rocas cretácicas, tiene forma alargada (2.5 km) en dirección NO – SE, destaca por la presencia de fenocristales (20 – 25 %) de anfíboles y piroxenos con formas prismáticas suredondadas, con evidencia de desgaste y reemplazamiento presentan borde de reacción color marrón rojizo (foto), junto con algunas plagioclasas blancas, en una matriz granular fina a microcristalina constituida por plagioclasas, máficos, cuarzo menos del 5 %. Los fenocristales de plagioclasa son de menor tamaño que los anfíboles, algunos están subredondeados comparándoles con la matriz se observa en conjunto una textura seriada.

Siguiendo el mismo alineamiento 6 km al noroeste en la quebrada Aserradero otro cuerpo similar emplazado en las areniscas del Grupo Goyllarisquizga presenta cristales de hornablenda hasta de 4 cm de largo en una matriz granular fina con plagioclasas y máficos. En el extremo noroccidental del área de estudio, al noreste de La Unión en el cuadrángulo de Celendín, se encuentra otro cuerpo porfídico con fenocristales de plagioclasa en matriz gris verdosa fina, en relación cortante con rocas cretácicas.

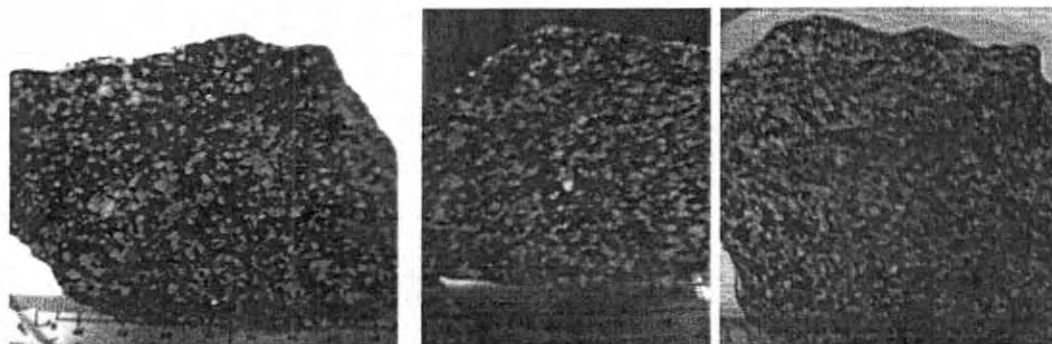
LAMINA 4.1

- A Viendo al SE, se observa el pueblo de Gollón (Amazonas) en la parte central rodeado de las tonalitas - granodioritas de la Formación Granodiorita – Tonalita Gollón.
- B Vista al oeste desde la carretera a Leimebamba, se observa el plutón de Balsas disectado por el río Marañon, el pueblo de Balsas en parte central izquierda de la foto, margen derecha.
- C Plutón de Balsas con bloques del Complejo del Marañon, y cortado por diques rosados de la Formación Granitos Chacanto. Viendo al oeste sudoeste, foto tomada desde la margen derecha del río Marañon, al norte del pueblo de Balsas.
- D Afloramiento de la Tonalita Balsas en el valle del río Pusac al este de Huanabamba que muestra orientación leve de sus minerales máficos en dirección NO – SE e inclinación subvertical.
- E Vista al sur desde carretera a Leimebamba en inmediaciones del paraje Manantial, se observa granito Chanchillo debajo de areniscas y conglomerados rojos del Grupo Mítu.
- F Vista hacia el norte, se observa diques y cuerpos intrusivos rosados a rojizos, emplazados dentro del plutón de Balsas a la altura del puente Chacanto en el río Marañon, carretera Celendín – Leimebamba.
- G Apófisis y venas de granodiorita - tonalita Balsas dentro de esquisto con anfíbol en la carretera a Leimebamba, contacto oriental del plutón, el intrusivo ha seguido las fracturas, contacto oriental del plutón de Balsas.
- H Vista al sudeste en el sector de la Montañita, se observa afloramientos de la Granodiorita la Montañita al este de la divisoria de aguas entre las cuencas de los Ríos Huallaga y Marañon.

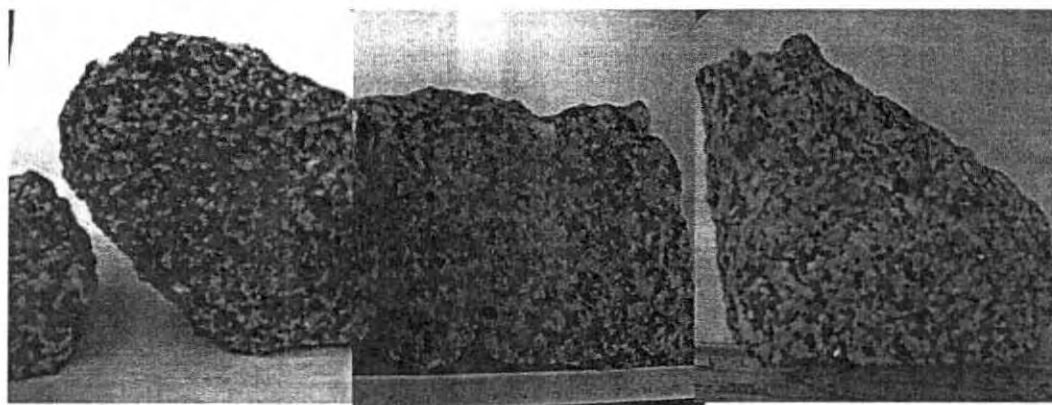
LAMINA 4.1



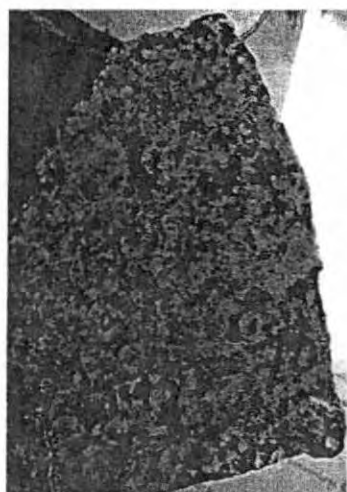
LAMINA 4.2



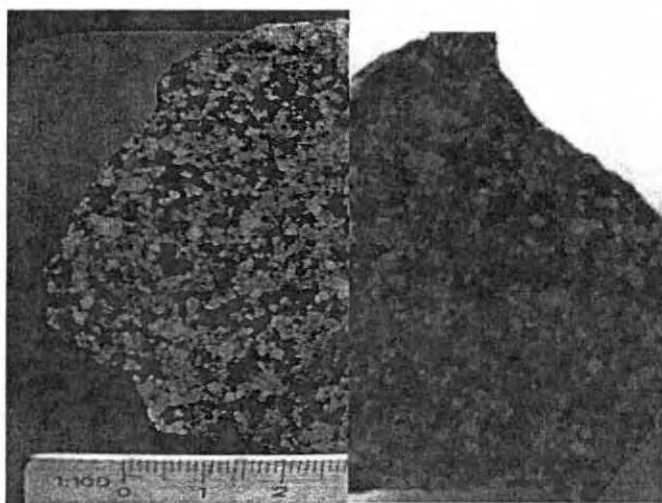
Formación Gabrodiorita Retamas



Formación Granodiorita - tonalita Gollón - La Lima



Granodiorita Balsas



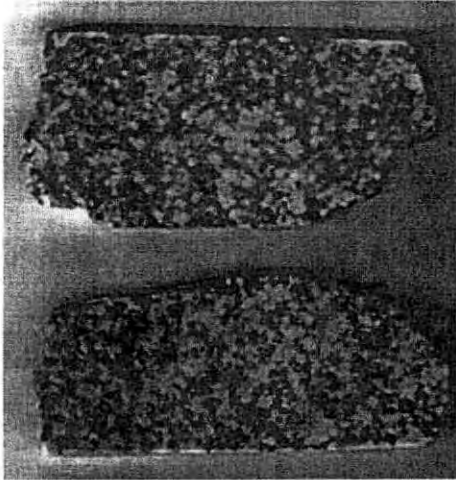
Granodiorita Lavador

Granito Chanchillo

LAMINA 4.3

Grupo Granitos Callangate - Río Yuracyacu

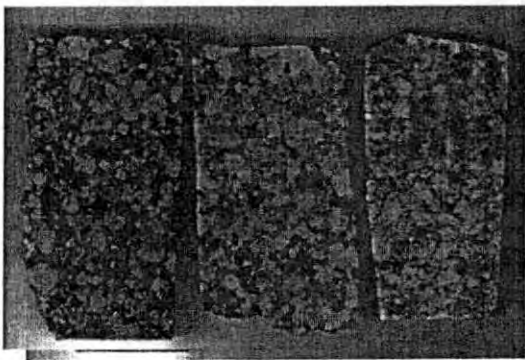
Formación Granitos Callangate



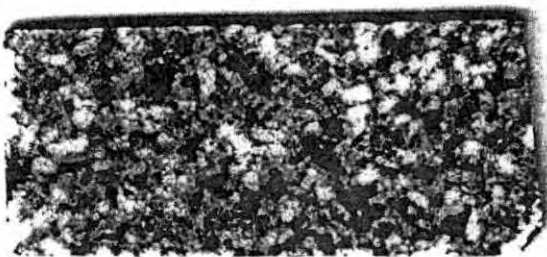
Granodiorita-granito Los Alisos



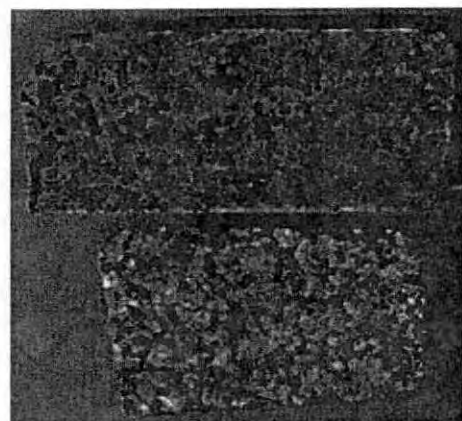
Granitos Yalen



Granitos Chirimoya Caja

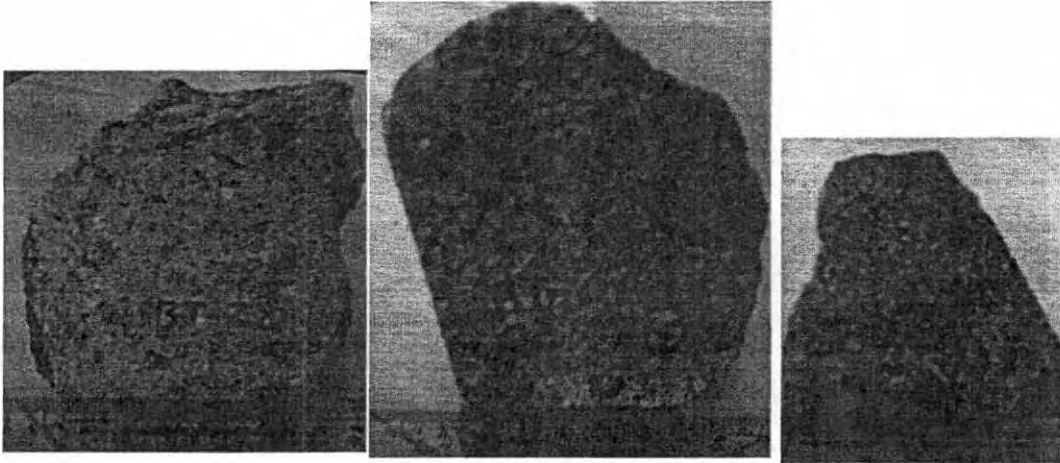


Granodiorita Tingo Grande

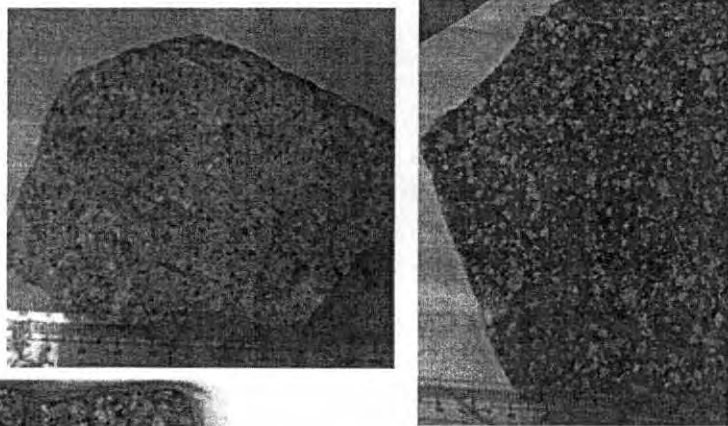


Granitos Enaben

Formación Granitos Malomea



Formación Granitos Buldibuyo



**Formación Granitos
Chacanto**

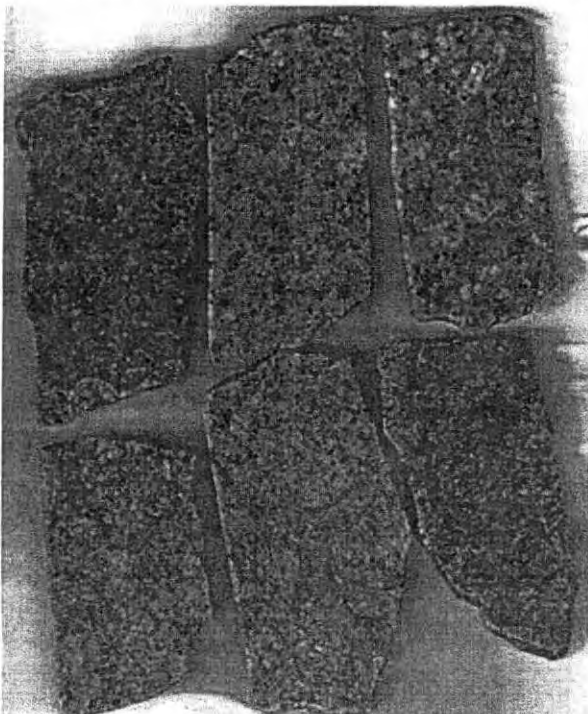
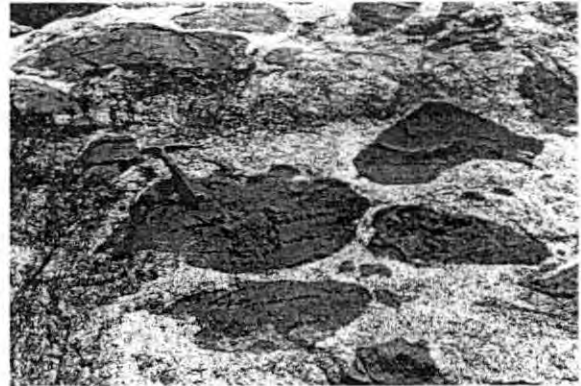
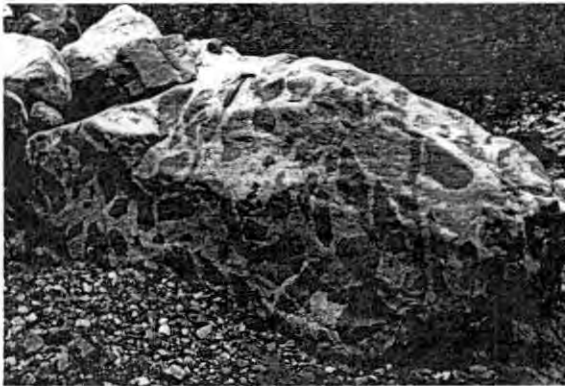


LÁMINA 4.4
Xenolitos más frecuentes en las rocas del Batolito



4.2 Rocas Extrusivas o Volcánicas

4.2.1 Formación Tres Lagunas (Devoniano Superior?)

4.2.1.1 Introducción

El análisis petrográfico y geoquímico de lavas afaníticas masivas con estructura almohadillada en sectores (Foto 4.21), que afloran en la cordillera oriental del norte del Perú entre los paralelos 6°30' y 8° 30'S, cuyo análisis e interpretación es fundamental para el entendimiento de la evolución éste sector. Inicialmente esta unidad fue considerada como parte del Complejo Marañón de edad Neoproterozoica Wilson y Reyes, (1964). Posteriormente Schreiber, (1989) la describe como rocas metavolcánicas también asignados al Complejo Marañón. Haerberlin, (2002) cataloga esta unidad como parte de la Formación Vijus asignada al Cámbrico, la cual esta constituida por basaltos, lutitas, conglomerados é ignimbritas. Los conglomerados son producto de la erosión de los basaltos y las ignimbritas corresponden a secuencias volcánicas de la Formación Lavasén que intercala con sedimentos con restos de plantas del Carbonífero inferior.

El objetivo del presente trabajo es aportar nuevos datos para la caracterización composicional y ambiental de éste volcanismo, a través del estudio petrográfico y geoquímico.

4.2.1.1 Metodología

En una etapa inicial se realizo un levantamiento geológico a escala 1/50000 el cual sirvió para conocer la distribución de éstos depósitos volcánicos. De los muestreos realizados se analizaron 40 muestras de lavas y 26 de diques a los cuales se ha efectuado un estudio petrográfico con luz transmitida así como análisis químicos por elementos mayores realizados en los laboratorios del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico INGEMMET determinados por espectrofotometría de absorción atómica – flama, mientras que los elementos menores y traza se hicieron en laboratorios externos por el método ICMS90 Na₂O₂ Fusión ICP + ICPMS pulverizado en cápsulas de ágata, adicionalmente se efectuó análisis de difracción de rayos x para identificar los minerales presentes.

4.2.1.2 Distribución

La formación Tres Lagunas aflora de manera discontinua a lo largo del área de estudio desde el noreste de Huaylillas hasta Barro Negro, tiene una longitud de 180 km y una anchura promedio de 10 km. Se le observa como una franja continua hasta el este de Alpamarca, así mismo se tiene otros afloramientos entre Pias y Pataz, al oriente de Sartimbamba entre Vijus y Guayovilca, mas norte en Yalen al oeste de Bolivar, al este de Balsas y en la cordillera de Calla Calla (Fig.1, Tabla 10).

Esta unidad sobreyace a filita-esquistos del Complejo Marañón en discordancia angular e infrayace a conglomerados del Grupo Ambo y rocas piroclásticas de la Formación Lavasén en discordancia erosional (Fig. 2), éstas relaciones pueden ser observadas a lo largo de la Qda. Ventanas y el Río Huascacocha; tiene en promedio unos 400 m de grosor.

Macrocópicamente se trata de lavas basálticas afaníticas de color gris verdoso que constituyen afloramientos masivos a groseramente estratificados (Foto 4.19), intercala con delgados niveles pelíticos.

Existe además otro conjunto de rocas volcánicas afáníticas con estructura almohadillada de composición andesítica a andesítica basáltica descritas por Vidal et al,(1995) y Haerberlin, (2002) asignadas al Grupo Ambo (Formación Lavasen) del Carbonífero inferior, afloran en el valle del río Marañón entre Vijus y Chagual. Esta unidad se diferencia de las primeras por su petrología, química y por que no tienen deformación metamórfica.

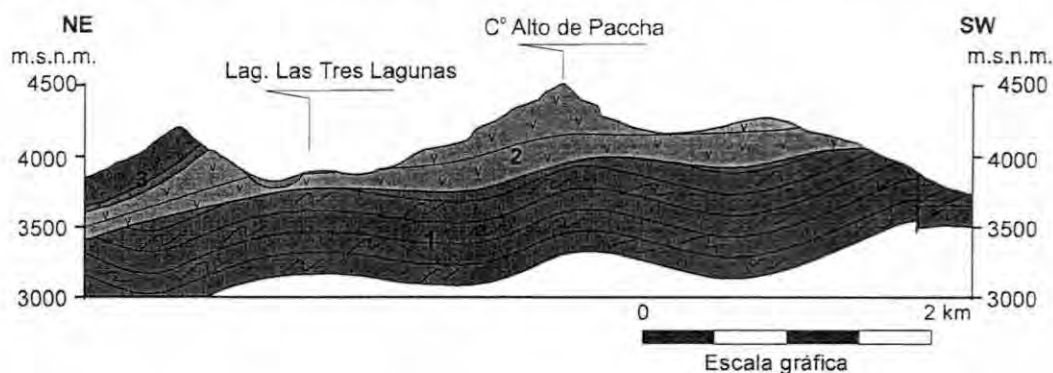


Fig 2: Posición estratigráfica de la formación Tres Lagunas: 1: filita esquisto del Complejo Marañón, 2: Basaltos de la formación Tres Lagunas, 3: Sedimentos y piroclastos de la Formación Lavasen (Grupo Ambo).

4.2.1.3 Petrografía

La petrografía sumada a la geoquímica ha permitido determinar basaltos principalmente y en menor proporción andesitas basálticas (Fig.3 y tabla1). Los basaltos están constituidos principalmente por piroxenos (augita, diópsida é hiperstena) y en menor cantidad plagioclasas. Las texturas de los basaltos varían entre diabásica ofítica, subofítica, mientras que para las andesitas es porfírica (Laminas 1-3 y tablas 10-11).

Los basaltos de piroxenos de textura ofítica-subofítica tienen como minerales esenciales piroxenos y plagioclasas. Como minerales accesorios y secundarios presenta cloritas, epidotas, carbonatos, minerales opacos, cuarzo y arcillas. Los piroxenos se presentan parcialmente alterados a cloritas y carbonatos. Las plagioclasas están alteradas a epidotas cloritas y carbonatos. La matriz microcristalina constituida por piroxenos y plagioclasas orientadas aleatoriamente. Existen también venillas rellenas por limonitas-cloritas y otras por epidota (zoisita).

Los basaltos de piroxenos con textura diabásica tienen como minerales principales piroxenos plagioclasas actinolita sericita y como minerales accesorios y secundarios presentan cloritas, minerales opacos, carbonatos y cuarzo. Los piroxenos se presentan reemplazados por actinolita. Los carbonatos consisten de calcita y siderita.

Existe también otro grupo rocas de esta misma unidad constituidas principalmente tremolita-actinolita y algunos relictos de piroxenos, en estas rocas el proceso de uralitización a sido mas intenso y es resultado del metamorfismo regional de bajo grado. Las plagioclasas se encuentran en forma de microlitos alargados, el cuarzo se presenta recristalizado é intersticial, en general estas rocas están cloritizadas.

La paragénesis mineral de la formación tres lagunas de acuerdo a sus texturas es plagioclasas + clinopiroxeno (augita-diópsido) y posteriormente minerales de alteración como epidotas, tremolita , actinolita cloritas y carbonatos. En algunos sectores de esta unidad dentro de las rocas anteriormente descritas presentan indicios de metamorfismo, como es el reacomodo de minerales a manera de bandas, cuarzo con extinción ondulante, la presencia de tremolita-actinolita y epidota.

Asociado a esta unidad se encuentran diques microdioríticos, andesíticos, dacíticos y riolíticos (Foto 4.20), los primeros son textura hipidiomórfica equigranular, constituidos por plagioclasa alteradas a arcillas y piroxenos alterados a cloritas, los minerales opacos se encuentran diseminados; mientras que los otros diques son de textura porfírica.

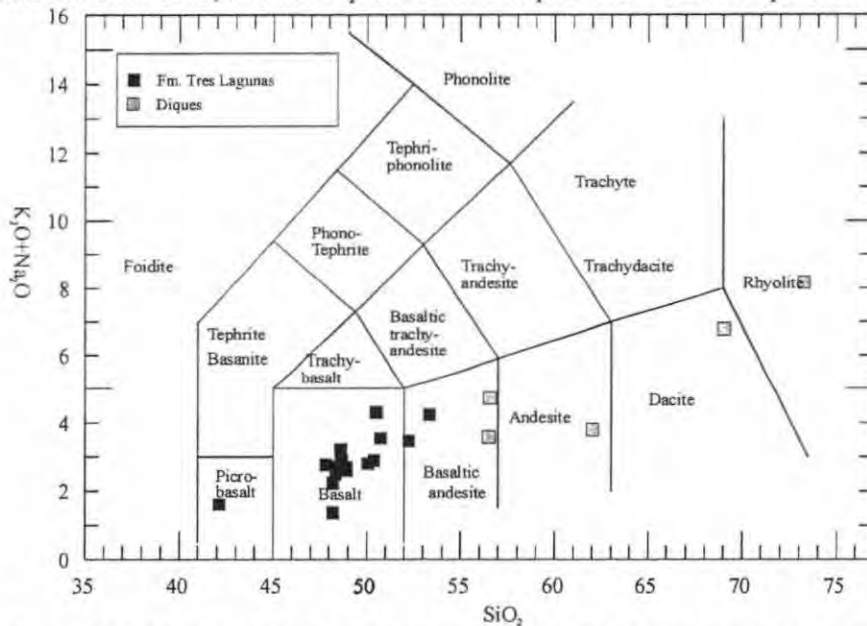


Fig. 3: Diagrama TAS para clasificación de rocas volcánicas correspondientes a la Formación Tres Lagunas.

Finalmente los análisis de difracción de rayos X revelan una relativa abundancia de plagioclasas (albita?) y piroxenos (augita) que en sección delgada se presentan como constituyentes principales; como minerales accesorios se tiene cloritas, cuarzo y muscovita; los minerales opacos en sección delgada están representados por magnetita. Asimismo hay una serie de minerales que ocurren en determinadas muestras y en menor porcentaje (ver tabla 4 y Fig.16). En cuanto a la albita reportada en éstos análisis se deja entrever que realmente corresponda a este mineral ya que el laboratorio no discrimina la serie de las plagioclasas, solo da como resultado los extremos albita o anortita, pero si este dato fuese correcto entonces se interpretaría como un proceso de espilitización. Por otro lado la muscovita reportada en rayos x, no se observa en sección delgada, en todo caso se trata de sericita. Las rocas descritas en sección delgada como basaltos de tremolita - actinolita en los análisis de difracción de rayos X se ha identificado una serie de anfíboles como hastingsita, magnesioantofilita, magnesiohorblenda, magnesioriebeckita, estos se presentan en rocas ígneas y principalmente en rocas metamórficas de temperatura alta a media, pero también ocurren a temperaturas bajas en rocas de naturaleza básica.

4.2.1.4 Geoquímica

Se realizaron 23 análisis químicos por elementos menores y traza correspondiente a la formación Tres lagunas constituida por basaltos de piroxenos.(Anexo3-Tabla 3).

Usando los diagramas discriminario Zr/Y vs. Zr de (Pearce, 1983), La/10-Y/15-Nb/8 de (Cabani & Lecolle, 1989) en las (Figs. 4A-B) sumado al diagrama Zr-Ti/7100-Y*3 de (Pearce & Cann, 1973)(Fig. 6A) deja entrever que esta unidad se origino entre un ambiente de Arco Oceánico y arco continental. Las relaciones La/Sm normalizado a la condrita de (Nakamura, 1974) están entre (0.43-0.64) lo cual da tendencias N-MORB proveniente del

manto superior, con cierta influencia de manto inferior ya que también hay valores (0.70-1.53) correspondientes a un T-MORB que corroboran el diagrama de la Fig. 4B.

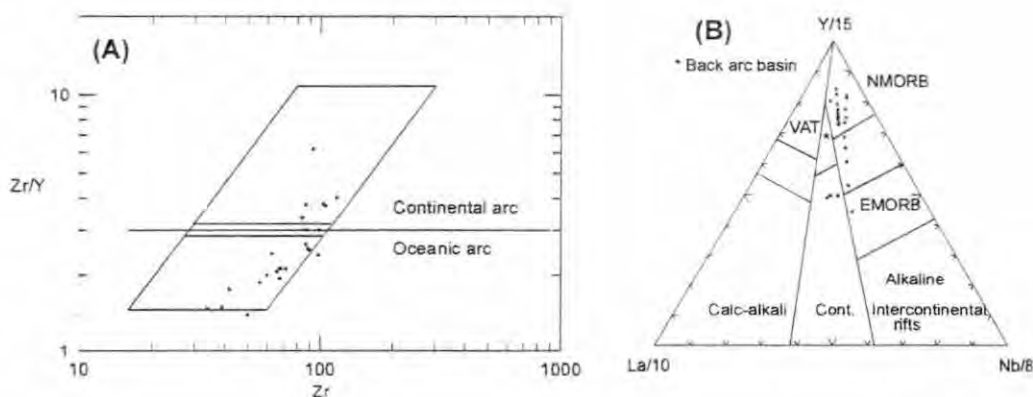


Fig. 4: Discriminates: (A) de Pearce, 1983 (B) Cabanis y Lecolle 1989.

La Geoquímica de tierras raras representada en la (Fig. 5A) normalizada a la condrita de (Sun & McDonough, 1989) muestra un empobrecimiento en tierras raras ligeras, lo cual nos sugiere una fuente de manto ya empobrecido. Las tierras raras pesadas aproximadamente 10 a 11 veces el manto primitivo indican que en la fuente se encontraba desprovista de granates; no se presenta anomalía en Eu probablemente porque no se dio fraccionamiento de la plagioclasa o porque el magma haya estado en equilibrio con una fuente mantélica en la que existía plagioclasa; las relaciones $(La/Yb)_n$ se encuentran entre (0.40-2.65) normalizado a la condrita de (Nakamura, 1974) indicando que se trata de una corteza primitiva delgada ó Rift intracontinental; donde los productos volcánicos salieron a través de conductos en un ambiente distensivo. A diferencia de los diques andesíticos, dacíticos y riolíticos que cortan esta formación que tienen una firma geoquímica típica de un marco tectónico de subducción y posiblemente estén asociados al Batolito de Patatz y los volcánicos de Formación Lavasén.

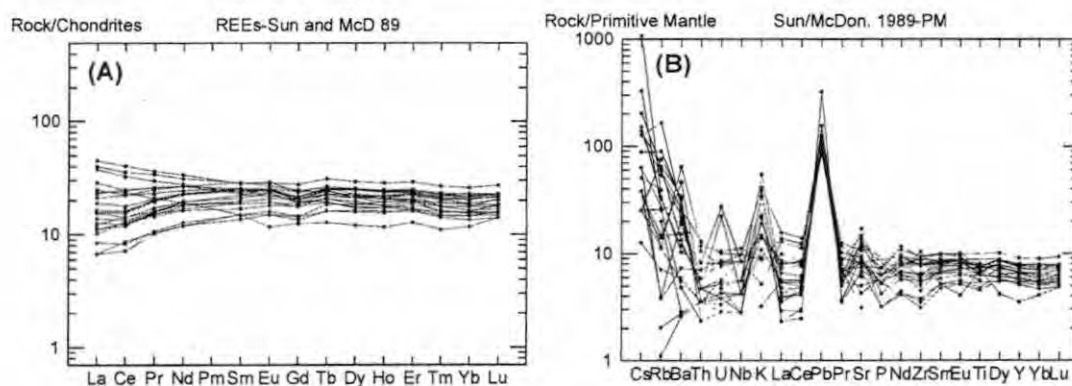


Fig. 5: (A) Diagrama Tierras Raras normalizado a la condrita de Sun & McDonough, 1989 (B) Diagrama araña normalizado al manto primitivo Sun & McDonough, 1989

El diagrama "tela de araña" de la Fig. 5B normalizado al manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) muestra inflexiones positivas en Pb, K, Ba, Rb, Cs que no reflejan un típico MORB, éstos se encuentran enriquecidos por contaminación cortical en Pb el momento de su ascenso ya que la unidad en cuestión se encuentra sobre rocas del Complejo Marañón,

las inflexiones positivas en los otros elementos se deben a procesos de alteración hidrotermal y metamorfismo ya que se trata de elementos móviles.

El diagrama de la Fig. 6B, en la que se muestra una alta fugacidad del oxígeno, indicando pequeña anomalía positiva de Eu que pueden haber resultado de la exclusión de Eu^{2+} por clinopiroxeno residual en la región fuente. En relación con los yacimientos minerales se podría prospectar en esta unidad cuerpos de sulfuros masivos estratiformes asociados con estos depósitos volcánicos.

Estudios que vienen llevándose a cabo por un estudiante de doctorado de la universidad de Brasilia C. Rendon (comun. escrita), ha obteniendo un indicador petrogenético ϵ_{ND} de +7,19 para la formación Tres Lagunas lo que sugiere que la fuente es el manto, corroborando los datos geoquímicos por tierras raras.

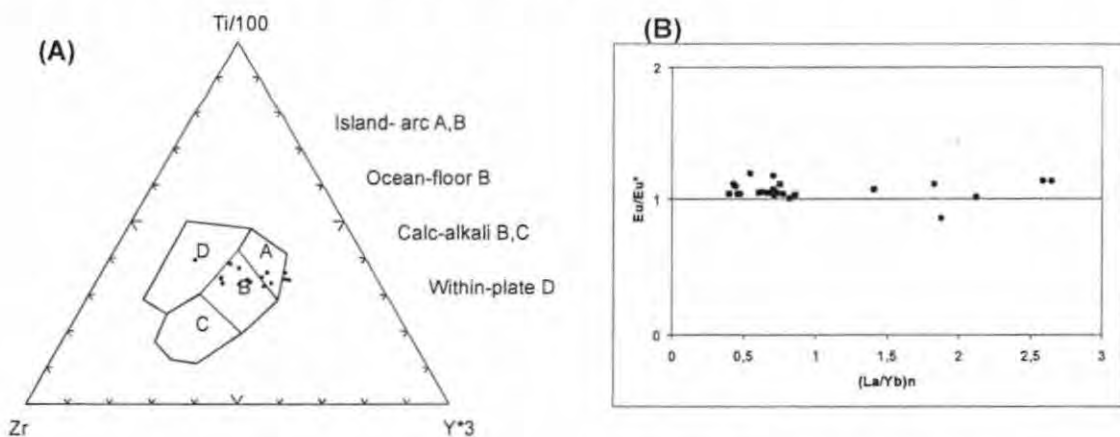


Fig. 6: (A) Diagrama Zr-Ti/100-Y*3 Pearce & Cann 1973, (B) Fugacidad del oxígeno

4.2.1.5 Interpretación

La asociación con delgados niveles pelíticos que nos indican la intermitencia de los procesos volcánicos. Por otro lado la transición entre lavas masivas y almohadilladas, sugiere la intensidad en las descargas y sus variaciones laterales de fácies (Dimroth *et al.*, 1978). Los componentes máficos que mas destacan son los piroxenos que en algunos sectores de ésta unidad han sufrido un proceso de remplazamiento a tremolita-actinolita como consecuencia del metamorfismo regional de bajo grado. El agente principal de metamorfismo habría sido la temperatura ya que se tiene principalmente una transformación mineralógica, subordinadamente hay evidencias de un metamorfismo estructural de cizalla que produjo segregaciones de cuarzo con extinción ondulante, la textura del protolito original en algunos casos es posible reconocerla y da lugar a rocas metavolcánicas. De acuerdo a la mineralogía existente el metamorfismo habría alcanzado temperaturas entre 290° C que es cuando recrystaliza el cuarzo, hasta 350-400° C donde coexiste la actinolita-zoisita, por lo cual se considera como un metamorfismo de grado muy bajo.

La ocurrencia de lavas en almohadilla en la Cordillera Oriental del Norte del Perú testimonian la ocurrencia de un Rift intracontinental en vías de oceanización con tendencias geoquímicas de dorsal medio oceánica normal y transicional (N-MORB, T-MORB) este rift habría sido incipiente ya que los volcánicos en mención se encuentran sobre rocas metamórficas del Complejo Marañón. No se observa olivino o es muy escaso lo cual es una característica propia de basaltos toleíticos.

Tabla 1: Datos geoquímicos por elementos mayores de la Unidad Tres Lagunas

| Tip.Roc | Código | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O 105° C | PxC |
|---------|----------|------------------|--------------------------------|------------------|------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|------|
| Diques | Ptz-567 | 53,9 | 16,0 | 1,0 | 0,16 | 9,47 | 6,35 | 6,98 | 1,17 | 2,30 | 0,31 | 2,53 |
| | Tay-153 | 54,5 | 15,4 | 1,0 | 0,14 | 8,60 | 1,45 | 0,42 | 4,92 | 2,44 | 0,37 | 0,91 |
| | Tay-183 | 68,0 | 14,8 | 0,5 | 0,11 | 4,32 | 3,43 | 1,66 | 3,23 | 3,41 | 0,21 | 1,24 |
| | Tay-227 | 47,0 | 14,7 | 1,9 | 0,19 | 11,8 | 3,14 | 0,87 | 2,26 | 3,18 | 0,31 | 2,27 |
| | Tay-244 | 71,6 | 14,3 | 0,2 | 0,06 | 2,60 | 7,76 | 8,02 | 0,45 | 3,63 | 0,46 | 3,92 |
| Lavas | Bal 118 | 50,9 | 13,9 | 1,5 | 0,21 | 11,5 | 0,65 | 0,40 | 6,44 | 1,54 | 0,41 | 1,16 |
| | Bal-121 | 47,3 | 14,1 | 0,9 | 0,21 | 12,2 | 14,3 | 5,08 | 0,07 | 2,75 | 0,28 | 1,55 |
| | Ptz-563 | 45,4 | 12,4 | 0,8 | 0,20 | 9,52 | 3,12 | 0,93 | 2,41 | 4,27 | 0,32 | 0,75 |
| | Ptz-566 | 48,4 | 14,2 | 1,0 | 0,18 | 9,57 | 8,23 | 3,66 | 0,13 | 3,77 | 0,57 | 6,55 |
| | Ptz-578 | 49,2 | 14,4 | 1,1 | 0,24 | 13,1 | 15,2 | 9,43 | 0,02 | 1,26 | 0,38 | 4,51 |
| | Ptz-683 | 47,1 | 14,7 | 1,1 | 0,20 | 12,5 | 6,25 | 4,08 | 1,34 | 3,15 | 0,27 | 2,38 |
| | Ptz-687 | 47,8 | 15,4 | 0,85 | 0,21 | 11,2 | 11,5 | 5,95 | 0,47 | 2,28 | 0,3 | 0,95 |
| | R1-6 | 48,0 | 15,4 | 1,2 | 0,19 | 12,5 | 0,62 | 0,24 | 3,56 | 3,23 | 0,35 | 1,06 |
| | Tay-08 | 47,1 | 15,2 | 1,0 | 0,24 | 11,4 | 1,09 | 0,41 | 5,31 | 3,17 | 0,34 | 0,50 |
| | Tay-159 | 46,2 | 14,2 | 1,5 | 0,21 | 12,6 | 1,86 | 0,59 | 3,61 | 3,61 | 0,29 | 0,67 |
| | Tay-181 | 46,7 | 14,3 | 1,0 | 0,31 | 14,8 | 9,95 | 4,73 | 1,93 | 2,90 | 0,4 | 7,05 |
| | Tay-226 | 47,9 | 16,4 | 0,9 | 0,17 | 9,58 | 11,2 | 7,11 | 0,45 | 2,09 | 0,27 | 0,86 |
| | Tay-259a | 49,1 | 14,1 | 1,1 | 0,19 | 10,7 | 8,51 | 7,09 | 0,81 | 2,48 | 0,65 | 6,43 |

4.2.2 Formación Lavasen (Carbonífero Inferior)

4.2.2.1 Estratigrafía

4.2.2.1.1 Introducción

Los volcánicos de la Formación Lavasén en la zona de Pataz fueron descritos inicialmente por (Wilson y Reyes, 1964), quienes le atribuyeron una edad Pliocena debido a que consideraban ser mas joven que el plegamiento andino, posteriormente (Sánchez, 1995) en el área de Bolívar le asigna una edad correspondiente al Carbonífero Superior - Pérmico inferior por encontrarse infrayaciendo a depósitos del Grupo Mitu, sin embargo en estos últimos años se tiene nuevas evidencias en donde estos depósitos corresponden a eventos mucho mas antiguos, ya que en algunos sectores se encuentran intercalados con sedimentos del Grupo Ambo (Carbonífero Inferior) e infrayaciendo en discordancia al Grupo Copacabana, razón por la cual ésta Formación se considera como parte del Grupo Ambo. La Formación Lavasén se constituye un conjunto de rocas lávicas, piroclásticas y volcanogénicos en medio de las cuales tienen intercalaciones de areniscas y pelitas grises a marrones donde Sánchez J. *et al.*, (1998) reporta restos de plantas del Carbonífero inferior, en afloramientos ubicados en la quebrada Ruibarbos esquina sur occidental de la hoja de Juscusbamba.

4.2.2.1.2 Metodología

En una etapa inicial se realizo un levantamiento geológico a escala 1/50000 y la medición de cinco columnas estratigráficas para conocer la distribución de sus facies volcánicas. De los muestreos realizados se analizaron 38 muestras de lavas, 118 muestras de piroclastos, 14 muestras de subvolcánicos y 6 muestras de diques a los cuales se ha efectuado un estudio petrográfico con luz transmitida así como análisis químicos por elementos mayores realizados en los laboratorios del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico INGEMMET determinados por espectrofotometría de absorción atómica – flama, mientras que los elementos menores y traza se hicieron en laboratorios externos por el método ICMS90 Na₂O₂ Fusión ICP + ICPMS pulverizado en cápsulas de ágata, adicionalmente se efectuó análisis de difracción de rayos x para identificar los minerales presentes.

4.2.2.1.3 Trabajos anteriores

El Grupo Ambo en estudios iniciales fue considerado como enteramente sedimentario por Steimman, 1929, Newell *et al.*, 1953 y Megard *et al.*, 1971; sin embargo existen evidencias volcánicas reconocidas por Dalmayrac, (1970) al norte de Cerro de Pasco en el sinclinal de Buena Vista donde reporto 500 m de areniscas, lutitas con plantas y algunas intercalaciones de tufos volcánicos ácidos, estas evidencias son corroboradas posteriormente por Megard, (1979) en el estudio realizado entre Huanta y Huancayo, quien reporta series detríticas superpuestos por una secuencia volcánica ácida de 500 m de espesor. El mismo autor hacia el noreste de Junín en el pico Raushccanca describe riolitas verdes brechosas con textura típicamente ignímbritica, con numerosas astillas de vidrio, fragmentos de pómez y algunos cristales aislados de cuarzo y sanidina; estas ignimbritas y tobas se intercalan con areniscas y conglomerados constituyendo un conjunto de más de 600 m. de grosor.

Entre las localidades de Sierra Lumi – Chupa y el río Tulumayo al este de Jauja Paredes J., (1976) determina que el Grupo Ambo esta compuesto de ignimbritas intercaladas con microbrechas y cineritas color gris claro a verde descritas como riodacitas e intercaladas

con areniscas arcóscas, las tobas tienen cristales de feldespatos potásico, cuarzo, plagioclasa y trizas de vidrio, su grosor total es de 1600 m. Esta secuencia se prolonga al noroeste hacia Andamarca y al sudoeste hacia Pampas.

Díaz E., (1995) reconoce en la Península de Copacabana (Lago Titicaca correspondiente al Altiplano de Bolivia) la influencia de actividad volcánica del área madre de los sedimentos, en base al análisis composicional de areniscas en la serie sedimentaria del Carbonífero inferior.

Finalmente Alemán y León, (2002), reportan en secciones del Grupo Ambo entre Ocoña y Paracas, la ocurrencia de capas delgadas de tobas, que sugieren la presencia de un arco insular contemporáneo.

Las evidencias fósiles encontradas en sedimentos que intercalan con los volcánicos de la Formación Lavasén, sumado a todos los antecedentes anteriormente señalados nos conllevan a afirmar que para el periodo Carbonífero se dio un volcanismo importante para la margen occidental de continente Gondwana.

4.2.2.1.4 Distribución Geográfica

Aflora como una franja discontinua de dirección NO – SE, desde el NE de Huaylillas en el cuadrángulo de Tayabamba hasta el Abra Barro Negro en el cuadrángulo de Leimebamba a través de los cuadrángulos de Juscusbamba, Pataz y Bolívar (Fig. 1). Los afloramientos volcánicos de la Formación Lavasén generalmente se encuentran en la margen Este del río Marañón, a excepción de tres afloramientos situados en la margen Oeste, dos situados entre Molino Viejo y Sartimbamba, el tercero situado al Oeste de la intersección de los ríos Marañón y Miriles, éstos constituyen los únicos afloramientos hacia la margen occidental del cañón del río Marañón.

Al sur del área de trabajo entre la laguna Huascacocha y la laguna Quishuar esta unidad se encuentra constituida en su base por conglomerados polimicticos, siendo el principal componente fragmentos redondeados de basaltos correspondientes a la Unidad Tres Lagunas, luego se tiene una gruesa secuencia de depósitos piroclásticos los cuales intercalan con sedimentos con restos de plantas correspondientes al Grupo Ambo y algunos niveles lávicos, ésta sucesión termina en depósitos epiclásticos.

La zona comprendida entre la laguna Quishuar (Foto 4.23) y la laguna Coven se tiene facies un tanto distintas de las descritas anteriormente ya que a la base se tiene lavas porfíricas vesiculares de color gris oscura de composición traquiandesítica a traquiandesítica basáltica seguida de una gruesa secuencia de depósitos piroclásticos.

Más al norte entre el Tambo de Callangate y la localidad de Jucumbuy se tiene depósitos piroclásticos intercalando con depósitos sedimentarios del Grupo Ambo, mientras que entre Casas Viejas y el Abra Barro Negro se tiene nuevamente lavas afaníticas gris oscuras algunas veces con estructura almohadillada, éstas al igual que los piroclastos intercalan con secuencias sedimentarias continentales del Grupo Ambo.

4.2.2.1.5 Expresión Morfológica

Esta unidad se caracteriza por constituir terrenos relativamente escarpados con pendientes fuertes, se encuentra formando principalmente las zonas topográficamente altas en la Cordillera Oriental, motivo por el cual se piensa de la presencia un vulcanismo joven (Foto 4.25).

4.2.2.1.6 Límites Estratigráficos

-límite inferior

Marcado por sedimentos continentales del Grupo Ambo, este contacto no es definido ya que la sedimentación continua entre las intermitencias volcánicas.

-límite superior

Marcado por una discordancia angular con sedimentos de la Formación Copacabana estas relaciones se exponen en la intersección de las quebradas de Capellanía y Chuquique cerca del paraje de Sinchivin en el camino que conduce al poblado de Condormarca.

El grosor máximo obtenido en la columna medida a lo largo del río Quishuar es de 2100 metros esto sin considerar las facies lávicas que se encuentran a la base situadas en las inmediaciones de la laguna de Coven y la Quebrada Sumanga las mismas que alcanzan 400 metros, con lo cual harían un total de 2400 metros (Fig. 8).

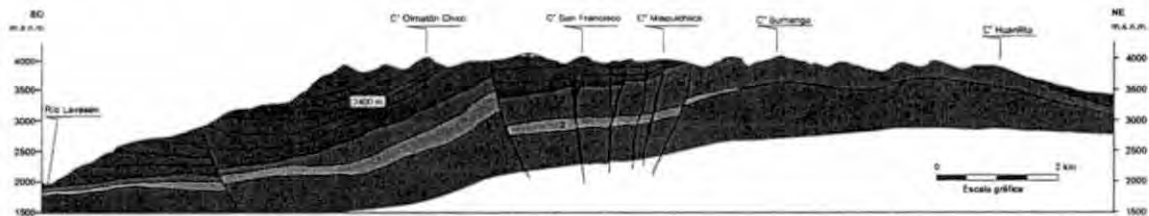


Fig 8: Sección de la Formación Lavasen mostrando sus relaciones estratigráficas. 1: Complejo Maraño, 2: Unidad Tres Lagunas, 3 Miembro Lávico (Formación Lavasen), 4: Miembro Piroclástico (Formación Lavasen), 5: Grupo Mitu, 6: Intrusivos subvolcánicos.

4.2.2.1.7 Columnas Estudiadas

Se levantaron cinco columnas (Fig.7) con la finalidad de caracterizar tanto las facies volcánicas como sedimentarias, la columna "A" situada en la quebrada Ruibarbos (vertice suroeste de la hoja de Juscusbamba), las Columnas "B y C" ubicadas en las inmediaciones de la laguna Pepina y la quebrada Quishuar en la hoja de Pataz, la columna "D" situada en la localidad de Jecumbuy (hoja de Bolívar) y finalmente la columna "E" se levanto en el abra de Barro Negro (hoja de Leimebamba).

Columna "A" Quebrada Ruibarbos

Ubicada en la esquina suroeste de la hoja de Juscusbamba, en este lugar los productos volcánicos y sedimentarios de la Formación Lavasen se depositan inmediatamente sobre rocas volcánicas básicas de la formación Tres Lagunas, mientras que en la parte superior no se tiene unidad suprayacente. Esta columna tiene 1500 metros de grosor (Fig. 9), con un rumbo general NO-SE y buzamientos 10° y 30° al NE.

Los primeros 520 m están constituidos por flujos piroclásticos con algunas intercalaciones de "debris flow" hacia el tope. Seguidamente se tiene 50 m areniscas arcósicas amarillentas de grano medio y conglomerados finos cuyos componentes presentan formas subangulosas a subredondeadas, hacia el techo de esta secuencia se incrementa el material volcánico presentándose una intercalación con flujos piroclásticos con "fiames" y depósitos volcanoclásticos.

La parte media de esta columna mide 310 m, la base esta constituida de depósitos volcanosedimentarios conformados por fragmentos de piroclastos, lutitas y arcosas en medio de los cuales hay intercalaciones de lutitas y arenas arcósicas; continúan con lutitas negras con restos de plantas, areniscas de grano fino a medio y algunos niveles de conglomerados

finos que predominan hacia el techo, el conjunto se habría depositado en un ambiente de pantano y llanuras de inundación probablemente cercano a los centros volcánicos (Foto 4.24).

En la parte superior se tiene la presencia de depósitos de flujos piroclásticos de color gris verdoso y rojizo intercalado con flujos de lavas andesíticas, al techo de toda la columna se observan 200 metros de material volcanosedimentarios cuyos componentes presentan formas redondeadas, intercalando con estas secuencias se tiene dos niveles de tobas de ceniza con fragmentos de plagioclasa y piroclastos (Foto 4.32).

Columna "B" Laguna La Pepina

Esta columna se ubica en las inmediaciones de la laguna la Pepina (Fig.10), en este sector los volcánicos de la Formación Lavasén se encuentran en contacto con el Batolito de Pataz, aunque las relaciones de contacto no son claras ya que generalmente se encuentran cubiertas por depósitos morrénicos y fluvioglaciares, hacia el techo al igual que la columna anterior no se presentan unidades suprayacentes.

Partiendo de la base los primeros 360 metros se constituyen de flujos piroclásticos intercalados con algunos niveles de lavas andesíticas, asociados a los flujos piroclásticos se tiene delgados niveles de depósitos de caída "lapilli acrecional" (Foto 4.24); seguidamente se tienen depósitos volcanoclásticos constituidos principalmente por material volcánico cuyos fragmentos líticos presentan formas angulosas a subangulosas, en medio de los cuales hay areniscas, lutitas negras laminadas y conglomerados finos que en suma llegan a 10 m de grosor (Foto 4.29), esta secuencia corresponde a depósitos de pantano.

Entre los 460 y 940 m de la columna medida se tiene nuevamente depósitos de flujo piroclástico con presencia de fiammes, líticos angulosos y plagioclasas englobados en una matriz afanítica, se presenta masiva en la base y techo mientras que la parte media muestra una estratificación gruesa, en medio de los cuales hay depósitos volcanoclásticos.

Entre los 940 y 1074 m hay depósitos sedimentarios consistentes de lutitas, areniscas arcóscicas de grano fino a medio, para finalmente continuar con depósitos piroclásticos.

Columna "C" Quebrada Quishuar

Medida desde la intersección del río Lavasén con la quebrada Quishuar, hasta el cerro San Francisco tiene un grosor de 2000 m (Fig.11).

Los primeros 25 metros consisten de areniscas amarillentas de grano medio a grueso volcanogénicas, seguidamente se tiene depósitos de caída "lapilli acrecional" en estratos que van de 0.5-1 metro que en suma hacen 10 metros (Foto 4.28), encima se encuentra una gruesa secuencia de tobas cristalolíticas gris verdosa con fragmentos angulosos a subangulosos de piroclastos, lavas, cuarzo y plagioclasa; mas arriba hay flujos piroclásticos gris oscuro con fiammes negros y disyunción columnar; entre los 280 m y hasta 300 m aparecen depósitos volcanosedimentarios cuyos componentes son areniscas, pelitas gris oscuras y fragmentos volcánicos con formas subredondeados a redondeados (Foto 4.29).

Desde los 300 a 1340 metros se tiene flujo piroclástico (Foto 4.26) con estratificación gruesa a masiva asociado con delgados depósitos de caída "lapilli acrecional", dentro de esta secuencia se tiene también depósitos volcanosedimentarios conformados por conglomerados grueso con un grosor de 200 m cubiertos en gran parte por material coluvial.

De los 1340 a 2100 metros se presentan delgados niveles de areniscas de grano fino a medio intercaladas con tobas cristalolíticas, sobre las cuales existen depósitos de avalancha de escombros constituidos por bloques polimícticos englobados en una matriz fina polimíctica; seguidamente se tiene depósitos de flujo piroclástico que en parte están con cobertura cuaternaria morrénica, continua con tobas lapilli constituidas por fragmentos líticos angulosos a subangulosos en una matriz afanítica.

Esta columna se halla constituida principalmente por depósitos piroclásticos sin embargo en los alrededores de la laguna de Coven y en la parte baja del río Lavasén cerca de

Nimpana hay lavas porfiríticas vesiculares que corresponden a la base, tienen un grosor de 400m.

Columna "D" Jecumbuy Las Pircas

Situada en el extremo noroeste del cuadrángulo de Bolívar entre el caserío de Jucumbuy y el cerro Fila de Lavador tiene 1200m de grosor (Fig. 12). En ésta columna se aprecia una clara intercalación de sedimentos pelíticos del Grupo Ambo con piroclastos de la Formación Lavasén, a la base de esta se ve una predominancia de facies sedimentarias con algunas intercalaciones de delgados niveles piroclásticos los mismos que hacia el techo se incrementan tornándose enteramente flujos piroclásticos de ceniza con fragmentos de plagioclasa, cuarzo y líticos piroclásticos.

Columna "E" Abra Barro Negro

Situada en el Abra Barro Negro dentro del cuadrángulo de Leimebamba y tiene un grosor de 900 m (Fig. 13). La base de esta columna consiste exclusivamente de sedimentos del Grupo Ambo lutitas y areniscas, pasando luego a una gruesa secuencia de depósitos lávicos constituidos por rocas afaníticas de color gris oscuro y composición andesítica basáltica a andesítica de aspecto masivo en medio de las cuales hay sedimentos pelíticos; en algunos sectores se ha reconocido lavas con estructura almohadillada (Foto 4.30) mientras que en otros se presenta masiva.

4.2.2.1.8 Contenido Fósil

A pesar de que se trata de una unidad predominantemente volcánica existen algunas intercalaciones sedimentarias con restos de flora fósil bajo la forma de hojas y fragmentos de tallos ubicados en la quebrada ruibarbos cuyos géneros están representados en la Tabla 2. Reportan edades correspondiente al Carbonífero (Missisipiano) lo cual nos permite datar relativamente esta unidad.

Tabla 2: Relación de muestras fósiles correspondientes a la Formación Lavasén

| Código | E | N | Nombre | Edad | Ambiente | Referencia |
|---------|--------|---------|--|-----------------------|-------------|----------------------|
| 1130698 | 240550 | 9118000 | Sphenopteris sp | Misisipiano (viseano) | Continental | Sanchez J.et al 1998 |
| 2130698 | 239000 | 9119000 | Cyclostigma Pacífica (Steinmann) | Misisipiano | Continental | Sanchez J.et al 1998 |
| V-72 | 238736 | 9113996 | Rhaeopteris cf R. circularis (WALTON) | Carbonífero | Continental | Carrasco S. et al. |
| V-72 | 238736 | 9113996 | Plantas indiferenciadas (Frag. de Tallos y/o Hojas) | Paleozoico | Continental | Carrasco S. et al. |
| V-100 | 235994 | 9117940 | Cordaites sp. (hojas) | Carbonífero-Permiano | Continental | Carrasco S. et al |
| M-131 | 209040 | 9146917 | Plantas indiferenciadas (Fragmentos de Tallos y/o Hojas) | Carbonífero | Continental | Carrasco S. et al. |

4.2.2.1.9 Distribución de Facies

En términos generales las facies sedimentarias del Grupo Ambo predominan en la base, para luego cambiar a facies volcánicas en forma intermitente dando lugar a intercalaciones de volcánicos y sedimentarios que es lo que ha permitido datar relativamente

esta unidad; el cambio es abrupto como en la columna de molino viejo mientras que en otras es gradacional columna de Jecumbuy. De norte a sur se presenta una clara variación de facies, predominando al norte las facies lávicas que a su vez constituyen la base de la Formación Lavasén mientras que al sur abundan las facies piroclásticas y conforman el techo (Fig.14); de igual manera se presentan variaciones de este a oeste, siendo al este mas piroclástica y al oeste mas sedimentaria y lávica.

El miembro lávico tiene una extensión de 153 km² aflora al noreste de la hoja de Pataz en los alrededores de la laguna Coven, también en el río Lavasén entre las quebradas San José y Lucmahuayco, al norte del área de trabajo aflora en el Abra Barro Negro (hoja de Leimebamba). Su espesor es variable tiene aproximadamente 400 metros en la Laguna Coven y aumenta hacia el norte hasta alcanzando 600 metros de grosor. Esta conformado de andesitas, andesitas basálticas y andesitas en bancos de varios metros de espesor que en algunos sectores muestran estructura tipo almohadillada mientras que en otros se muestran masivos. Este miembro lávico tiene lavas ácidas constituyendo domo-lavas en los probables centros volcánicos, ubicado en el cerro San Francisco (Foto 4.33), al sur del poblado de Condormarca en el extremo NE de cuadrángulo de Pataz. El otro situado en el cuadrángulo de Tayabamba al Este de Buldibuyo, constituye parte del cerro Alto Totorá. La composición química de éstas lavas es dacítica a riolítica los cuales generalmente se encuentran silicificados junto a venillas de cuarzo producto de procesos hidrotermales.

El miembro piroclástico por su parte tiene una extensión de 1632 km², aflora al sur del área de trabajo y generalmente en la margen Este del río Marañón, a excepción de dos afloramientos situados en la margen Oeste, uno situado entre Molino Viejo y Sartinbamba en el cerro Alto Batán, otro situado al Oeste de la intersección de los ríos Marañón y Miriles, éstos constituyen los únicos afloramientos hacia la margen occidental del cañón del río Marañón. Los depósitos que constituyen este miembro son flujos de ceniza con pómez y líticos, que clasificados según el tipo de piroclásto se describen como tobas litocristalinas, tobas cristalolíticas y tobas de cristales.

4.2.2.2 Petrografía

A fin de conocer las características petrográficas de las secuencias volcánicas, volcanosedimentarias y sedimentarias de la Formación Lavasén (Carbonífero inferior), se han estudiado microscópicamente 164 muestras recolectadas de los diferentes afloramientos y columnas medidas. Esto a permitido caracterizar su mineralogía, textura, alteración y composición según la abundancia relativa de sus componentes. La distribución espacial se encuentra representada en la Fig.15 y tabla 9.

Para la clasificación y nomenclatura se ha usado el diagrama TAS –Total Alcalis vs Sílica (Le Maitre et. al 1989) para rocas volcánicas. El uso de análisis químicos globales es necesario en este tipo de rocas debido a que gran parte de sus componentes no son identificables al microscopio porque se presentan fases criptocristalinas, amorfas o vítreas siendo por tanto esta clasificación la más aceptada.

4.2.2.1 Clasificación de los principales tipos de rocas

En general se han identificado diferentes productos volcánicos de la Formación Lavasén, las descripciones petrográficas se hallan en el (anexo1; tablas 12-14 y anexo 2 laminas 4-10), a continuación se presenta un resumen con las características de las principales rocas constituyentes.

Toba Cristalolíticas

Rocas piroclásticas de textura piroclástica, constituida principalmente por fragmentos de cuarzo y plagioclasa con formas subangulosos; las plagioclasas algunas veces se presentan alteradas a calcita-sericita, de igual manera el cuarzo se muestra corroído por la matriz.

La matriz es micro a criptocristalina devitrificada y en ocasiones muestra flujo, se halla constituida por fragmentos de rocas piroclásticas y lávicas, sericita, óxidos, minerales opacos diseminados, fragmentos de vidrio con textura perlítica, carbonatos y arcillas, éstas últimas se presentan de manera intersticial. La matriz en la mayoría de los casos se presenta silicificada por devitrificación.

El componente máfico predominante es la biotita la cual generalmente se encuentra cloritizada, también se tiene en algunos casos la presencia de hornablenda con borde de reacción pero es escasa.

Los minerales opacos se presentan diseminados, algunos muestran formas cúbicas probablemente se trate de pirita.

Tobas de Cristales

Rocas piroclásticas constituidas por fragmentos de cuarzo y plagioclasa, el cuarzo en ocasiones se presenta corrido por la matriz mientras que la plagioclasas están alteradas a calcita – arcillas – sericita.

La matriz es microgranular formada por fragmentos de cuarzo, plagioclasa, minerales opacos, calcita en agregados, fragmentos de biotitas cloritizadas, relictos de piroxenos y arcillas intersticiales, en ocasiones la matriz es criptocristalina algo devitrificada en la cual se aprecia flujo en otros casos presenta textura perlítica y esferulítica.

Los piroxenos y biotitas constituyen los minerales máficos en este tipo de rocas aunque se encuentran en baja proporción. Asimismo en algunas muestras se noto la presencia de fracturas rellenas por limonitas, calcitas y epidota.

Tobas Vitroclásticas

Rocas piroclásticas de textura piroclástica constituida principalmente por fragmentos de vidrio parcialmente devitrificados junto a plagioclasas, cuarzo policristalino relleno de cavidades, carbonatos y opacos diseminados. Este tipo de rocas se encuentran en escasos afloramientos.

Tobas Litocristalinas

Rocas piroclásticas de textura piroclástica constituidas por fragmentos de rocas piroclásticas y lávicas además de plagioclasas y cuarzo; las plagioclasas muestran formas subangulosas y están alteradas por sericita y arcillas.

La matriz es microgranular y se encuentra silicificada a consecuencia de la devitrificación; esta constituida por fragmentos de cuarzo, plagioclasas, arcillas, carbonatos y opacos diseminados.

Los máficos en este tipo de rocas lo constituyen moldes de anfíboles rellenos por carbonatos y óxidos además de biotita oxidada.

Los fragmentos líticos lo constituyen generalmente rocas piroclásticas y lávicas, en algunos casos se ha reconocido esporádicos fragmentos de rocas sedimentarias.

Algunas muestras presentan venillas de cuarzo, las fracturas se encuentran rellenas por calcitas - arcillas, además hay cavidades rellenas por clorita.

Tobas Líticas

Este tipo de rocas se hallan constituidas por fragmentos de rocas lávicas, piroclásticas metamórficas (esquistos) y en menor proporción plagioclasas y cuarzo. Presentan abundantes óxidos y minerales opacos diseminados algunos con formas cúbicas. La matriz es micro a criptocristalina silicificada por devitrificación con agregados de cuarzo.

Asimismo se ha reconocido la presencia de venillas de cuarzo y fracturas rellenas por calcita

Toba vitrocristalina

Estas rocas están formadas esencialmente por fragmentos de vidrio, líticos piroclásticos y feldespato potásico, accesoriamente se presenta sericita, carbonatos, cuarzo, minerales opacos y óxidos.

Andesitas Basálticas

Son de textura porfirítica constituidas por plagioclasas y olivino alterado a iddingsita y en ocasiones remplazado por carbonatos y cloritas. Las amígdalas se encuentran rellenas por calcitas-cloritas. Las plagioclasas están alteradas por arcillas y calcita, ésta última también se presenta en venillas rellenas de cavidades. La matriz es micro a criptocristalina constituida por microlitos de plagioclasa además de microfenocristales de piroxenos y minerales opacos.

Andesitas

Lava de textura porfirítica constituida por fenocristales de plagioclasa. La matriz es micro a criptocristalina constituida por plagioclasas, piroxenos intersticiales, óxidos de hierro, cloritas rellenas de cavidades, calcitas y calcedonia rellenas de amígdalas. Moldes de minerales máficos rellenos por carbonatos y clorita.

Dacitas

Rocas de textura porfirítica, constituida esencialmente por sericita y cuarzo; como minerales accesorios y secundarios se tiene feldespatos potásicos, carbonatos, arcillas, cuarzo, limonitas, opacos y sericita. Las plagioclasas se presentan como fenos y en la matriz alteradas por sericita-arcillas-carbonatos. Los carbonatos y cloritas se presentan rellenas de clivaje de

los feldespatos potásicos, al parecer también los reemplazan. La sericita se presenta con impregnaciones de óxidos de hierro y alteran a los feldespatos. El cuarzo presenta corroído por la matriz. Los feldespatos potásicos secundarios se presentan en venas discontinuas.

Las facies lávicas de la Formación Lavasén predominan las texturas porfírica, fluidal y vesicular; mientras que en las facies piroclásticas presentan texturas piroclástica, vitrolítica, perlítica y eutaxítica. La paragénesis mineral de las facies lávicas de la Formación Lavasén de acuerdo a sus texturas es olivino + plagioclasas + clinopiroxeno (augita) para las andesitas basálticas y andesitas mientras que para las dacitas es de plagioclasa + biotita + sanidina + cuarzo.

Rocas sedimentarias

Las facies sedimentarias constan de rocas de textura clástica cuyos tamaños de grano varían de 0.016 – 5 mm dándonos lutitas, areniscas y conglomerados. Las areniscas de acuerdo a la morfología de sus clastos basada en Pettijon et al., (1973) es subredondeada a subangulosa; considerando la madurez textural de Folk (1951) así como la clasificación y nomenclatura del mismo autor Folk (1974) podemos afirmar que se trata de areniscas inmaduras con más de 15% de matriz, lo cual sitúa estas rocas en el campo de grauvacas feldespáticas. En las lutitas es posible reconocer materia orgánica.

4.2.2.2 Análisis Complementarios

Tinciones

Usado básicamente para determinar el feldespato potásico sobre todo cuando en la sección delgada la cantidad y distribución no es muy notoria.

El procedimiento es el siguiente: se cortan galletas de muestra de aproximadamente unos 3 mm de grosor. Se vierte en un depósito 150 ml de ácido fluorhídrico concentrado, donde se sumergen las galletas por un lapso de tiempo de 3 minutos, luego se sacan las galletas con una pinza se lavan en agua circulante; seguidamente se colocan en otro recipiente con 200 ml de solución saturada de cobalto nitrito de sodio por un tiempo aproximado de 3 minutos; Para luego sacarlas con una pinza y enjuagarlas en agua circulante y por último se dejan secar por evaporación natural. Los feldespatos quedaran pigmentados de un color amarillo – naranja intenso; las plagioclasas se verán blanquecinas y el cuarzo hialino violáceo.

Difracción de Rayos X

Estos estudios se realizaron con la finalidad de identificar minerales que no se pudieron detectar en sección delgada por tratarse de rocas volcánicas con fases criptocristalinas, los resultados son mostrados a continuación agrupado en rocas lávicas, piroclásticas y diques asociados (tabla 5 y Fig. 17). Para los análisis se utilizó tubo de cobre en un difractómetro SHIMADSU modelo XRD- 6000 con energía de 40 kv, y 30 mA.

De los resultados podemos concluir que tanto las rocas lávicas, piroclásticas y diques asociados presentan una mineralogía semejante. Como minerales esenciales se tiene la presencia de plagioclasas, cuarzo, clorita, calcita, muscovita. El constituyente máfico más importante es el clinopiroxeno (Augita), dentro de los minerales opacos en sección delgada se tiene magnetita principalmente y rara vez pirita y galena, además hay una serie de minerales que solo se presentan en algunas muestras. La muscovita reportada en los análisis de rayos X no es observada en sección delgada más bien corresponde a sericita.

4.2.2.3 Geoquímica

Los datos geoquímicos disponibles en las tablas 6,7,16,17 y 18 incluyen básicamente elementos mayores menores y trazas de las secuencias volcánicas de la Formación Lavasén los mismos que se hallan representados en los diversos diagramas de variación

En el tratamiento de datos se ha empleado el diagramas TAS (Total Alcalis vs Sílica) de Le Maitre et al, 1989 para la clasificación química de rocas volcánicas, el diagrama TAS (Rickwood 1989) para la subdivisión magmas alcalinos y subalcalinos, el diagrama AFM (Rickwood 1989) para la subdivisión de magmas calcoalcalinos y toleíticos así como los diagramas de Harker (1909) para elementos mayores, además de los diagramas de tierras raras y "tela de araña" (Sun and McDon., 1989).

Tabla 6: Análisis químicos de elementos Mayores de la Formación Lavasén (miembro lávico).

| CODIGO | SiO ₂ % | Al ₂ O ₃ % | TiO ₂ % | MnO % | Fe ₂ O ₃ % | CaO % | MgO % | K ₂ O % | Na ₂ O % | H ₂ O 105° C % | PxC % |
|---------|-----------------------|-------------------------------------|-----------------------|----------|-------------------------------------|----------|----------|-----------------------|------------------------|---------------------------------|----------|
| L - 2 | 73,3 | 14,1 | 0,5 | 0,10 | 4,24 | 2,17 | 0,69 | 3,54 | 2,71 | 0,37 | 2,9 |
| L - 22 | 59,8 | 18,5 | 0,9 | 0,15 | 7,61 | 1,87 | 4,21 | 0,52 | 7,33 | 0,45 | 3,44 |
| L - 33 | 53,2 | 17,4 | 1,0 | 0,12 | 8,39 | 2,93 | 5,32 | 0,42 | 6,12 | 0,28 | 4,37 |
| L - 34 | 53,0 | 15,6 | 1,1 | 0,13 | 8,50 | 4,62 | 5,84 | 2,40 | 4,54 | 0,61 | 2,98 |
| L - 35 | 58,9 | 16,7 | 0,9 | 0,11 | 9,80 | 1,14 | 3,20 | 3,88 | 2,52 | 0,64 | 3,76 |
| Ptz-66 | 44,6 | 13,8 | 1,4 | 0,22 | 12,0 | 12,9 | 6,20 | 0,22 | 2,65 | 0,33 | 4,85 |
| Bal-114 | 49,4 | 15,4 | 1,2 | 0,80 | 11,3 | 8,75 | 6,10 | 0,63 | 2,66 | 0,33 | 2,00 |
| Bal-115 | 44,8 | 13,8 | 1,3 | 0,11 | 14,1 | 5,40 | 5,97 | 3,61 | 2,88 | 0,65 | 6,82 |
| Tay-233 | 49,0 | 13,1 | 1,7 | 0,26 | 7,78 | 9,83 | 3,38 | 1,50 | 2,37 | 0,34 | 10 |
| Ptz-794 | 46,0 | 14,2 | 1,4 | 0,19 | 11,8 | 8,51 | 7,09 | 0,81 | 2,48 | 0,65 | 6,43 |

Tabla 7: Análisis químicos de elementos mayores de la Formación Lavasén (miembro piroclástico).

| CODIGO | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O 105° C | PxC |
|---------|------------------|--------------------------------|------------------|------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|----------------------------|------|
| Tay-175 | 71,6 | 13,8 | 0,2 | 0,05 | 3,04 | 1,45 | 0,42 | 4,92 | 2,44 | 0,37 | 0,91 |
| Tay-200 | 74,2 | 13,6 | 0,3 | 0,07 | 2,86 | 1,86 | 0,59 | 3,61 | 3,61 | 2,29 | 0,67 |
| Ptz-809 | 71,1 | 12,6 | 0,3 | 0,06 | 3,14 | 3,14 | 0,87 | 2,26 | 3,18 | 0,31 | 2,27 |

Tabla 8: Análisis químicos de elementos Mayores de la Formación Lavasén correspondientes a diques.

| CODIGO | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | Fe ₂ O ₃ | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | H ₂ O 105° C | PxC |
|---------|------------------|--------------------------------|------------------|------|--------------------------------|------|------|------------------|-------------------|----------------------------|------|
| Tay-244 | 71,6 | 14,3 | 0,2 | 0,06 | 2,60 | 0,65 | 0,40 | 6,44 | 1,54 | 0,41 | 1,16 |

4.2.2.3.1 Clasificación de LE MAITRE

Según esta clasificación las facies lávicas de la Formación Lavasén se encuentran constituidas por rocas básicas intermedias y ácidas, mostrando una afinidad de Basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas traquiandesitas, dacitas y riolitas, mientras que las rocas piroclásticas se centran exclusivamente en el campo de las riolitas, asimismo los diques que se encuentran cortando estas unidades también presentan una

composición riolítica (Fig. 18). Usando el diagrama de Rickwood, 1989 éste conjunto de rocas corresponden a magmas subalcalinos (Fig. 19).

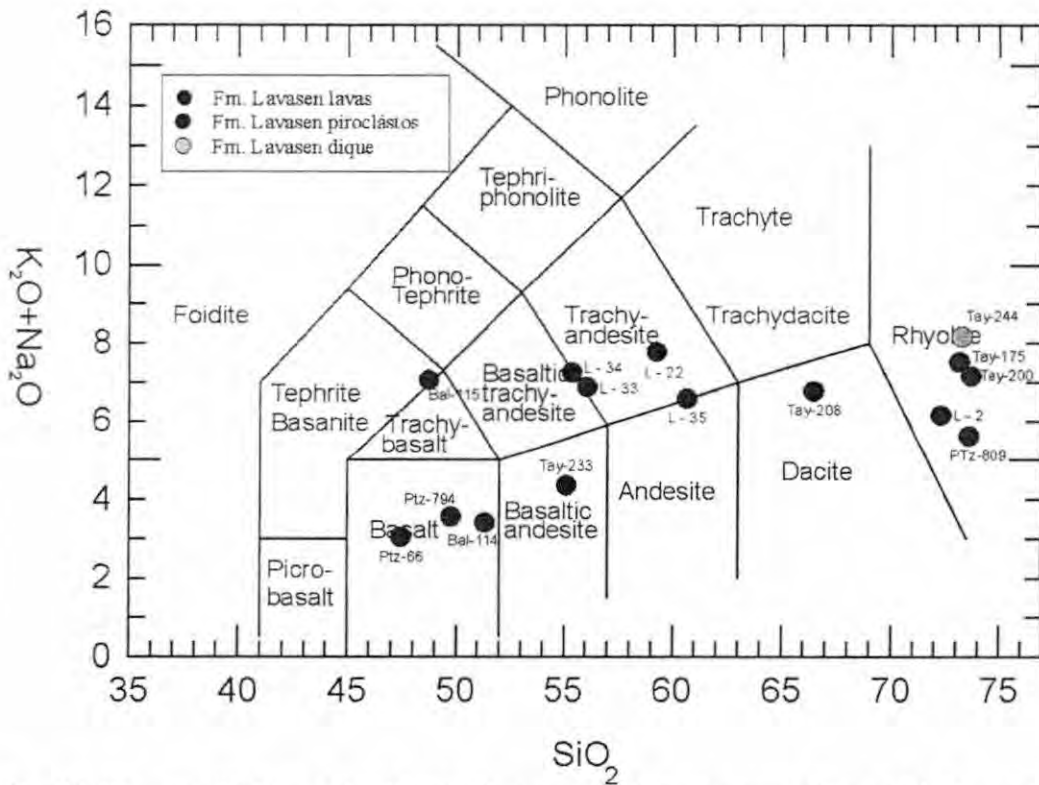


Fig. 18: Diagrama TAS para clasificación de rocas volcánicas correspondientes a la Formación Lavasén (Le Maitre et al. 1989).

4.2.2.3.2 Diagrama AFM para rocas volcánicas

Diagrama usado para discriminar rocas subalcalinas en dos series: calcoalcalina y toleítica. Las muestras colectados a la base de ésta Formación constituyen variedades predominantemente básicas los cuales se sitúan en la serie toleítica, con respecto a los productos mas evolucionados que se depositaron posteriormente corresponden a la serie calco-alcalina (Fig. 20). Además podemos concluir que la ilmenita no habría cristalizado pero si la magnetita como lo demuestran los estudios de rayos X, pasando pronto de la serie toleítica a la calcoalcalina. Los productos piroclásticos y diques asociados se sitúan al final de la serie y a la vez corresponden a los últimos productos depositados.

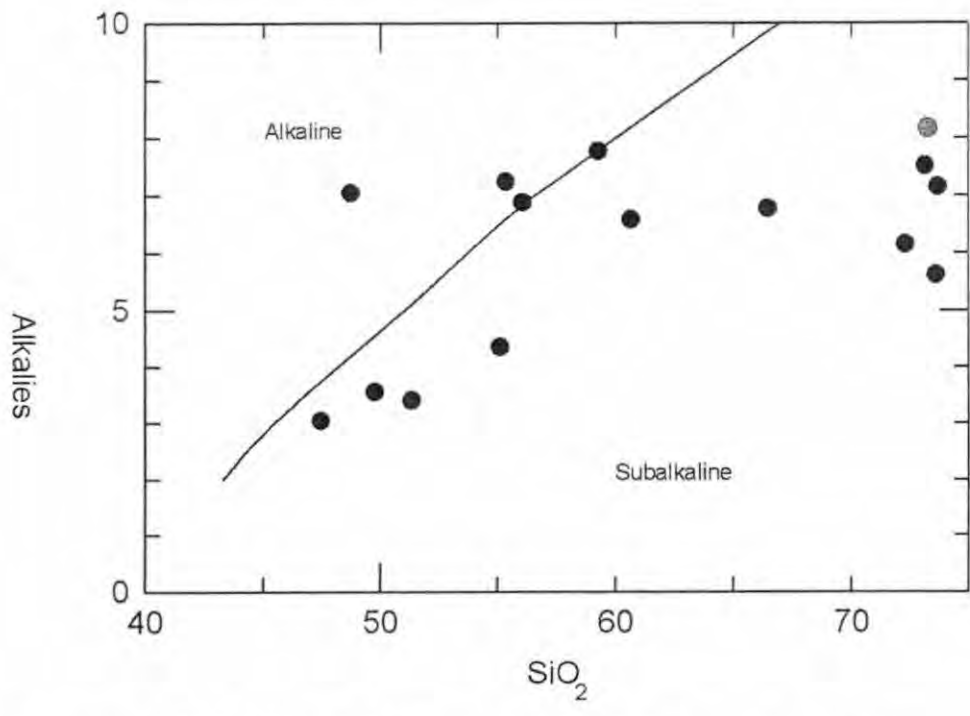


Fig. 19: Diagrama TAS (Rickwood, 1989) para la subdivisión magmas alcalinos y subalcalinos.

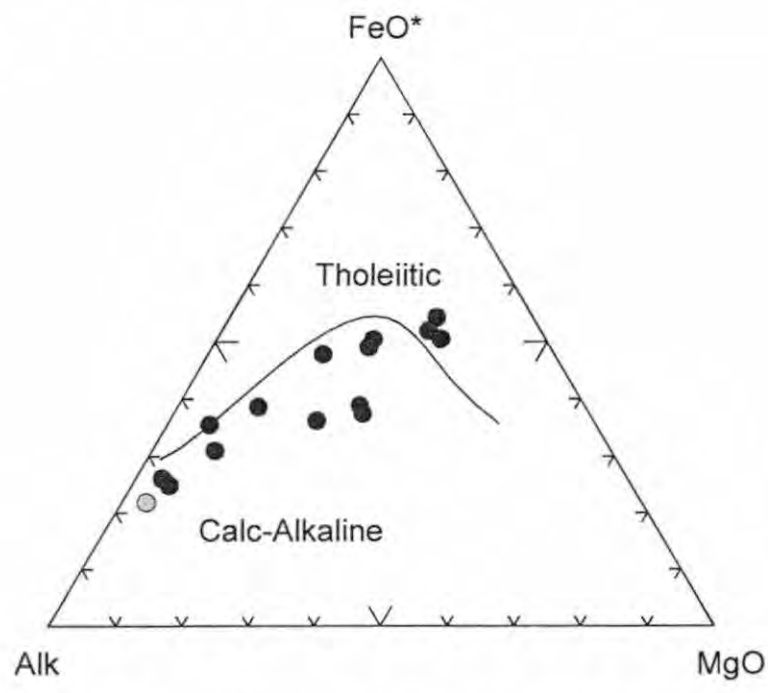


Fig. 20: Diagrama AFM (Rickwood, 1989) mostrando la subdivisión de magmas toleíticos y calcoalcalinos.

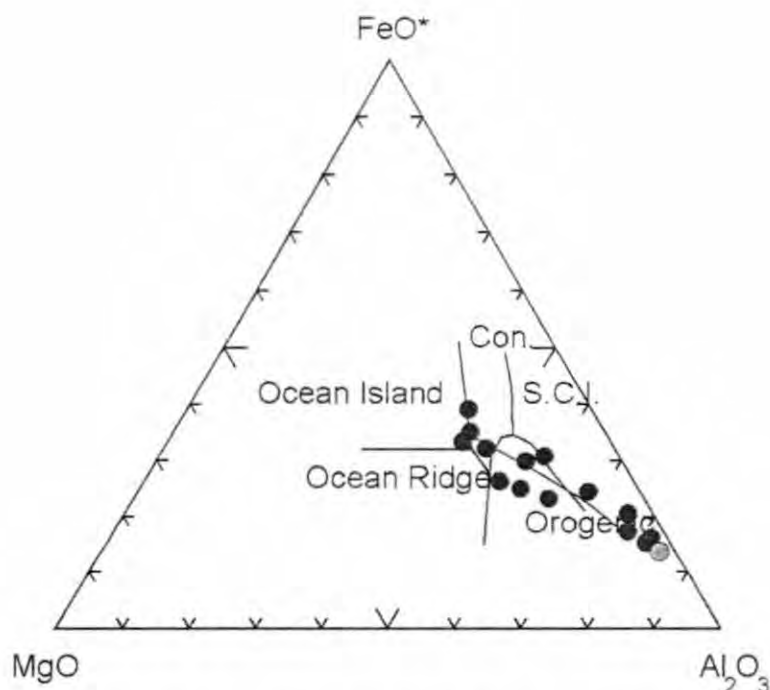


Fig. 21: Diagrama MgO-FeO₁-Al₂O₃ (Pearce et al., 1977) para determinar ambiente geotectónico de rocas volcánicas subcalcinas.

Diagrama MgO-FeO₁-Al₂O₃

Este diagrama fue propuesto por (Pearce, Gorman & Birkett, 1977) quienes separan 5 dominios de distinto ambiente geotectónico en función del contenido de MgO-FeO₁-Al₂O₃ de rocas volcánicas subcalcinas básicas a intermedias. El diagrama de la (Fig. 21) muestra una evolución a un ambiente geotectónico orogénico, los productos básicos se sitúan al inicio de esta serie y los mas evolucionados como dacitas riolitas correspondientes a lavas subvolcánicas y diques asociados están al final en un ambiente netamente orogénico.

4.2.2.3.3 Evolución de los elementos mayores

Los valores han sido recalculados al 100 % libre de H₂O y PxC (perdida por calor), estos se hallan representados en la (Fig. 22).

La sílice uno de los elementos más abundantes y típicos de la corteza, este compuesto tiende a concentrarse hacia las últimas fases del estadio principal de cristalización, se encuentra en el cuarzo y minerales silicatados y es usado como índice de diferenciación (47-74 % SiO₂).

El Aluminio en los primeros productos de cristalización no se encuentran cantidades significativas de aluminio. Éste se encuentra en el estadio principal de cristalización y disminuye a medida que avanza la cristalización, esto se debe al fraccionamiento de plagioclasas y feldespatos potásicos (microclima, sanidina). Además de los feldespatos, las micas también contienen aluminio como uno de sus componentes principales, la biotita es el miembro más importante de este grupo. Su comportamiento en los diagramas de variación se ve reflejado por aumento de Al₂O₃ en rocas básicas y la disminución progresiva en rocas intermedias a acidas conforme avanza la diferenciación (13 - 19 % Al₂O₃).

El **Titanio** pertenece a los elementos de la familia del hierro (Goldschmidt, 1929), lo mismo que el hierro, el titanio muestra una tendencia definida a separarse pronto del magma en el proceso de cristalización. Este elemento está concentrado en los cristalizados iniciales en forma de ilmenita, titanomagnetita, rutilo y esfena (0,2- 1,7 % TiO_2). Su comportamiento en el diagrama de Harker se ve reflejado por la disminución progresiva a medida que avanza la diferenciación.

El **Hierro** en las rocas ígneas se presenta como piroxenos, anfíboles y micas ferromagnéticas, además de los silicatos ferríferos también se encuentran en las rocas ígneas como sulfuros y óxidos (magnetita, pirita) como componentes accesorios.

El Fe_2O_3 en los diagramas de Harker tiende a disminuir a medida que avanza la cristalización (2 - 14 %).

El **Calcio** se encuentra en plagioclasa cálcica, zeolitas, piroxenos, anfíboles, calcita y dolomita. El contenido del calcio alcanza su máximo durante las fases iniciales del estadio principal y disminuye con regularidad hacia el final de la diferenciación magmática, esto se debe a la cristalización de la anortita la cual es estable a una temperatura mayor que la albita. El calcio en los diagramas Harker disminuye a medida que avanza la cristalización esto se podría asociar a la cristalización temprana de los clinopiroxenos y plagioclasas seguido del anfíbol en términos más evolucionados de la cristalización (0.6-14 % Ca_2O).

El **Magnesio** se encuentra concentrado en silicatos que se han separado durante estadios iniciales de cristalización. Se presenta como piroxenos, anfíboles, cloritas, olivino y serpentina. El comportamiento del óxido de magnesio en el diagrama Harker disminuye paulatinamente conforme avanza la diferenciación (0,4-8% MgO).

El **Sodio y Potasio** sólo se presentan como cationes monovalentes de radios 0,98 Å y 1,33 Å respectivamente. En consecuencia, ocupan mucho espacio en las estructuras minerales. Por tanto, los índices de coordinación de estos cationes tienen que ser grandes y los minerales no pueden ser fuertes. Por lo que se concentran en los fundidos y soluciones residuales durante la diferenciación magmática.

El potasio se presentan como feldespatos potásicos y micas (0.2 % – 7 % K_2O). El sodio se halla constituyendo feldespatos, feldespatoides, zeolitas, piroxenos y anfíboles sódicos (1.5 % -5 % Na_2O).

4.2.2.3.4 Distribución de elementos trazas

Elementos Litófilos de iones grandes (LILE)

Estos elementos pertenecen a los oligoelementos más abundantes en la litosfera superior, se caracterizan por que a pesar de su abundancia no forman minerales independientes en el proceso de diferenciación magmática, estos nos aportan mejores datos sobre la génesis y tendencia de cristalización residual (Fig. 27, 28, 29 y 30).

El **Rubidio** es un elemento altamente incompatible, por regla general sigue al potasio, en lo que se refiere a su forma de presentación; aunque sus dimensiones son mayores a éste. El rubidio muy rara vez o quizás nunca forma minerales independientes a pesar de su abundancia. Esto debido a que el radio del potasio (1,33 Å) y rubidio (1.49 Å) relativamente próximo, por tanto el rubidio está oculto en minerales de feldespatos potásicos y micas (biotita). El rubidio se incrementa a medida que avanza la diferenciación magmática siguiendo la tendencia del potasio (13-245 ppm).

La mayor parte de *Estroncio* y *Bario* está oculto en minerales petrográficos de las rocas ígneas. Aunque el estroncio y bario tienen gran parecido químico entre sí, y con el calcio, su forma de presentación en las rocas ígneas ofrece diferencias considerables.

El estroncio acompaña al calcio constantemente tanto en minerales como en rocas de origen ígneo y sedimentario, también sustituye al potasio aunque no es muy pronunciado, por el contrario el estroncio no sustituye en general al calcio puro pero sí al potasio en gran escala.

El *estroncio* se encuentra tanto en plagioclasas como en los feldespatos potásicos, pero sólo en estos últimos existen cantidades significativas de bario. Los minerales que siguen en importancia son la muscovita y biotita. La tendencia del estroncio a sustituir al calcio también se manifiesta en los piroxenos y anfíboles calcíferos. El estroncio disminuye conforme avanza la diferenciación magmática (Sr 10 - 370 ppm).

El *bario* se encuentra concentrado en los feldespatos potásicos (Ba 63 - 846 ppm).

El cesio es el elemento que se muestra más incompatible y enriquecido en los diagramas "tela de araña".

Elementos de carga alta (HFSE)

El Niobio es un elemento típicamente litófilo tiene radio iónico semejante al titanio razón por la cual lo sustituye presentando tendencia semejantes. Presenta una depresión marcada cuando esta relacionada con ambientes de subducción sugiriendo una contaminación del magma por una corteza continental o por la retención de este elemento durante la fusión parcial debido a que no cristalizó la ilmenita. Asimismo el torio y uranio generan inflexiones positivas como consecuencia de materiales añadidos a la fuente.

Tierras raras (REE)

Las tierras raras son óxidos básicos del grupo del grupo de los lantánidos, sus números atómicos varían desde $Z=57$ (La) hasta $Z=71$ (Lu), todas las tierras raras tienen propiedades químicas similares pero varían en abundancia. Son incompatibles, es decir que tienden a concentrarse en la fase fundida que resulte de la fusión parcial del manto y también tienden a permanecer en la fase fundida durante la cristalización fraccionada del magma.

Los análisis químicos fueron normalizados a manto primitivo de (Sun and McDon., 1989) (Fig. 23, 24, 25 y 26) cuyos elementos se encuentran situados en orden de compatibilidad (más compatible a la derecha); tanto las rocas lávicas, piroclásticas y diques asociados presentan tendencias semejantes, mostrando un enriquecimiento en tierras raras ligeras lo cual sugiere que se han formado por pequeños grados de fusión en una fuente ya enriquecida.

La concentración de tierras raras pesadas ≈ 10 sugiere que el magma original o fuente mantelica se encontraba desprovista de granates. La anomalía de Eu nos indica la cristalización de plagioclasas a una profundidad aproximada de 30 km.

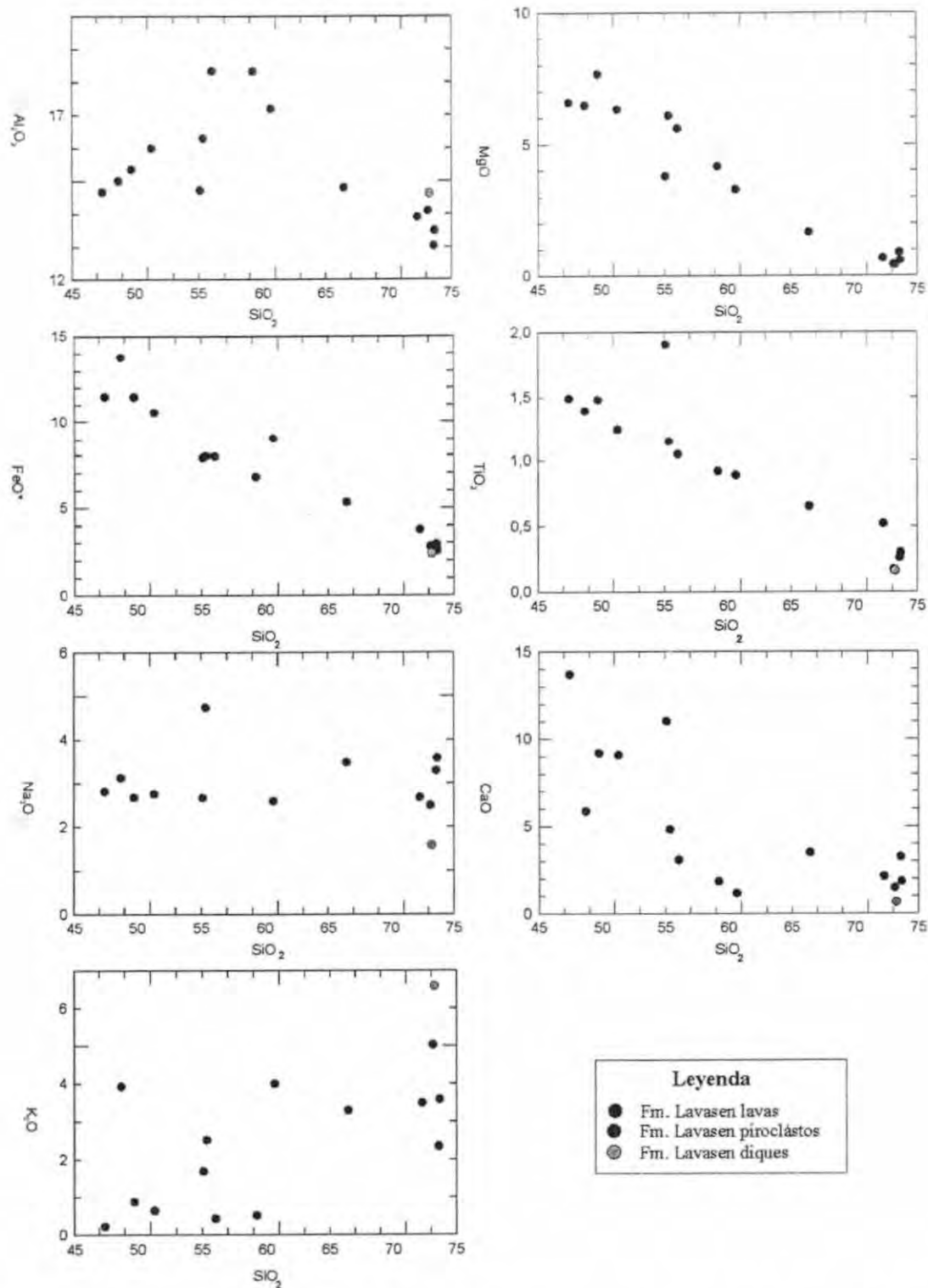


Fig. 22: Diagramas Harker mostrando la evolución de elementos mayores de la Formación Lavasén

4.2.2.4 Discusión

Wilson & Reyes, (1964) cartografiaron por primera vez los volcánicos de la Formación Lavasén y les atribuyen una edad Pliocena, esta percepción fue tomada posteriormente por Schreiber, (1989), sin embargo Sánchez, (1995) en el área de Bolívar asignó una edad correspondiente al

Carbonífero superior-Pérmico inferior a pesar de ello ha seguido considerándose como de edad cenozoica.

Este estudio presenta nuevas evidencias acerca de la edad de estos volcánicos basado en registros fósiles de plantas y relaciones cortantes de un plutón del Batolito de Pataz datado en 325 ± 4 ma (Foto 4.22), lo cual nos permite asignar una nueva edad, situando a ésta formación en el Carbonífero inferior, así como la caracterización petrográfica y geoquímica. Asimismo hay que resaltar que las facies continentales de Grupo Ambo ya habían sido reconocidas por Sánchez J. et al., (1998) en el sudoeste de la hoja de Juscusbamba a lo largo de las quebradas Alto las Tazas y Ruibarbos, pero las consideraba como infrayacentes en leve discordancia angular a la Formación Lavasén, sin embargo éstas secuencias constituyen intercalaciones sedimentarias entre las intermitencias volcánicas, la mencionada discordancia corresponde a intrusivo subvolcánico dacítico que se encuentra cortando secuencias sedimentarias que dan ese aspecto (Foto 4.31).

El miembro lávico descrito en este trabajo corresponde al magmatismo basáltico observado inicialmente por Schreiber (1989); a secuencias lávicas con estructura almohadillada mencionadas por Vidal et al., (1995) en el valle de río Marañón entre Chagual y Vijus, finalmente descrito como parte del Grupo Ambo Haerberlin et al. (2002). Por otro lado Cabe mencionar que infrayaciendo a esta unidad se encuentran basaltos de piroxenos con textura ofítica-subofítica los cuales se les ha denominado formación Tres Lagunas y se le considera como de edad devoniano superior según su posición estratigráfica ya que al momento no se cuenta con datos geocronológicos, ésta unidad probablemente constituya un miembro inferior de la Formación Lavasén.

La Formación Vijus definida por Haerberlin (2002), que se halla constituida por lavas de composición andesítica basáltica, areniscas, conglomerados y flujos piroclásticos. Fue inicialmente descrita como meta-andesitas correspondientes al complejo Marañón Wilson y Reyes (1964) y posteriormente estudiada como rocas metavolcánicas Schreiber, (1989). Haerberlin (2002) asumía que la Formación Vijus era infrayacente a la Formación Contaya de edad Ordovícico, sin embargo se ha puesto en evidencia que las secuencias pelíticas que se consideraban como Formación Contaya junto a los flujos piroclastos incluidos en la Formación Vijus corresponden a la Formación Lavasén del Misisipiano ya que se ha encontrado restos fósiles de plantas (Tabla 2; muestra M-131) en afloramientos ubicados 2 km al este del pueblo de Vijus.

En estudios recientes Sánchez A. et al., (2005) hace un recuento del magmatismo carbonífero en el cual da algunos alcances acerca de la edad de ésta formación, asimismo Zapata et al., (2005a), (2005b) al sur del área de trabajo esboza la distribución preliminar de la variación de litofacies, situando las facies sedimentarias del Grupo Ambo para éste sector dentro en una cuenca de intra-arco.

Mediante el uso del diagrama AFM (Rickwood, 1989) se interpreta que la mayoría de las rocas analizadas son calcoalcalinas coherentes con los interpretación presentada por Schreiber (1989), Sánchez et al., (2005), y correlacionable con el Batolito de Pataz de la misma edad, además ambas unidades se enmarcan en un contexto geodinámico de subducción.

Con respecto a los diagramas tela de araña normalizado al manto primitivo de (Sun and McDon., 1989) de las (Fig. 26, 27 y 28); se aprecia claramente picos positivos en Pb principalmente además de U, Th y K los cuales se debén a material añadido a la fuente por procesos de contaminación cortical en un régimen de subducción. Por otro lado la marcada depresión Nb es interpretada como un carácter persistente en arcos de isla calcolacalinos. Sin embargo (Pearce, 1983) a sugerido que los arcos continentales tienen un contenido mas elevado en Ta, Nb, Zr y Hf en relación con los arcos de isla y propone que puede ser un buen indicador de la implicación del enriquecimiento sub-continental litosferico del manto en la generación de magma. Asimismo la inflexión en Ti es producto de la no cristalización de la

ilmenita como lo demuestran los estudios de difracción de rayos X. Por tanto los volcánicos de la Formación Lavasén corresponden a un contexto geodinámico de subducción, con series toleíticas para rocas básicas situadas en la base y series calcoalcalinas hacia el techo, bajo un régimen comprensivo ya que los plutones emplazados en el carbonífero (Batolito de Pataz) consisten tonalitas granodioritas.

Los diagramas de las Fig. 31 y 32 nos permiten hacer una comparación de los similitudes y diferencias de la formación Tres Lagunas del Devoniano?, Formación Lavasén y el Batolito de Pataz ambos del Missisipiano. La Unidad Tres Lagunas muestra relaciones La/Sm muy bajas indicándonos una corteza muy delgada, en la que además no hubo tiempo para que se de un fraccionamiento de la plagioclasas las relaciones Eu/Eu* son generalmente >1 a diferencia de las otras dos unidades las cuales si se encuentran fraccionadas y cuyo grosor cortical en el cual se generaron estos magmas es ~40 a 50 km, asimismo no se tiene una retención de tierras raras pesadas que indicarían mayor profundidad. Las relaciones La/Yb muestran diferencias en sus concentraciones y estas a su vez coinciden con el orden de emplazamiento.

La pequeña anomalía positiva de Eu encontrada en rocas basálticas de la formación Tres Lagunas establece una característica de la exclusión de Eu²⁺ por clinopiroxeno residual en la región fuente (Leeman 1976)

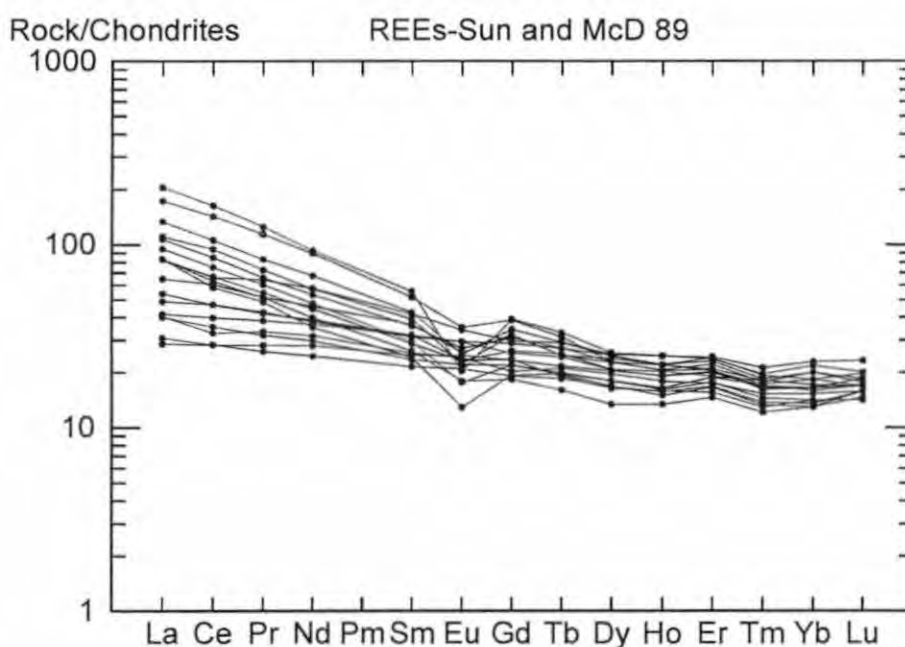


Fig. 23: Diagrama de tierras raras de lavas de la Formación Lavasén normalizado al manto primitivo de (Sun and McDon., 1989). La cual muestra una firma geoquímica típica relacionada a un ambiente de subducción, con anomalía negativa de Eu y concentraciones altas en tierras raras ligeras.

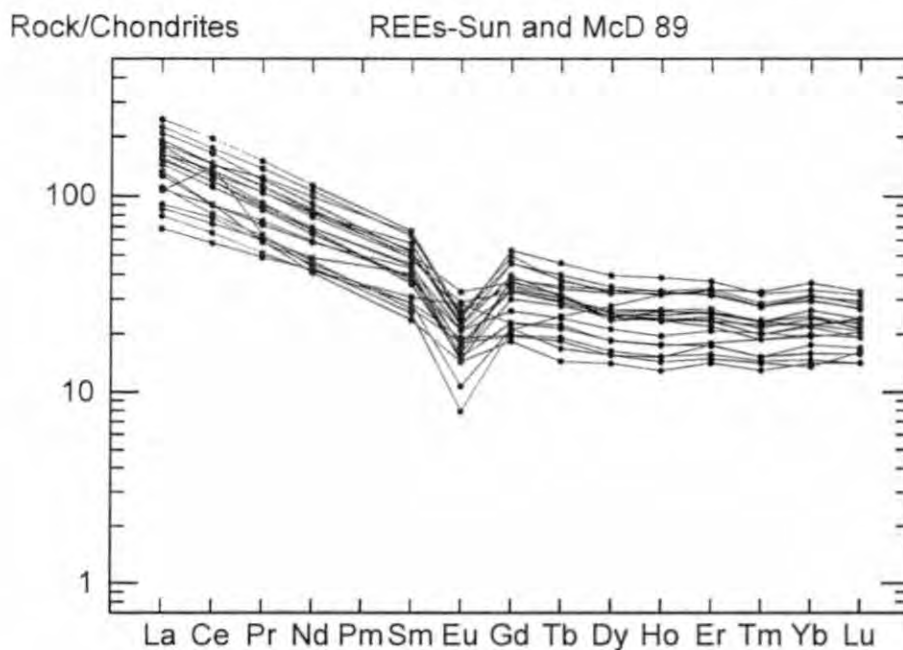


Fig. 24: Diagrama de tierras raras para piroclastos de la Formación Lavasén normalizado al manto primitivo de (Sun and McDon., 1989). Semejante a la figura anterior.

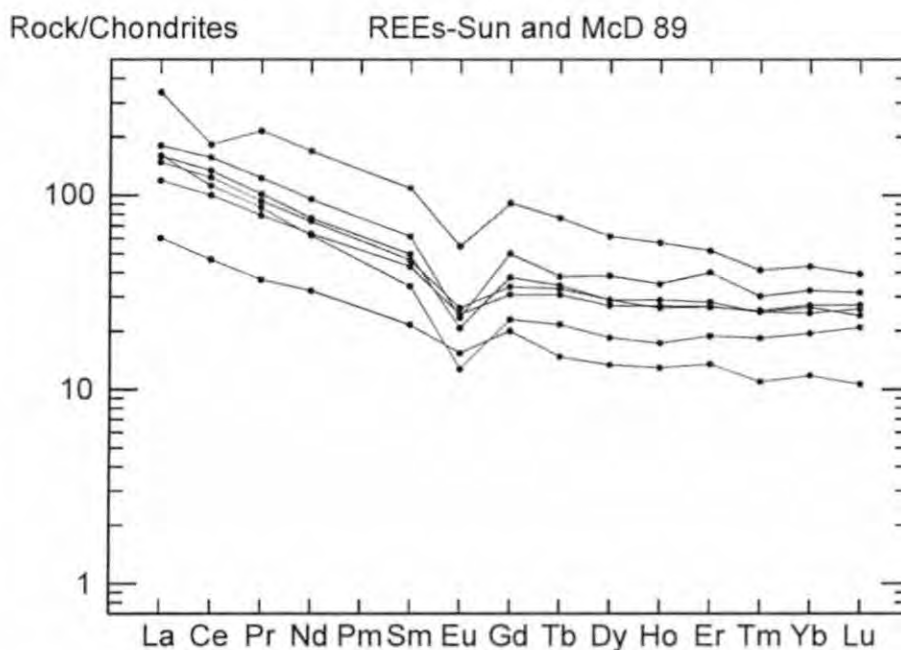


Fig. 25: Diagrama de tierras raras para intrusivos subvolcánicos que cortan la Formación Lavasén normalizado al manto primitivo de (Sun and McDon., 1989). Este grafico muestra tendencias semejantes a las lavas y piroclastos.

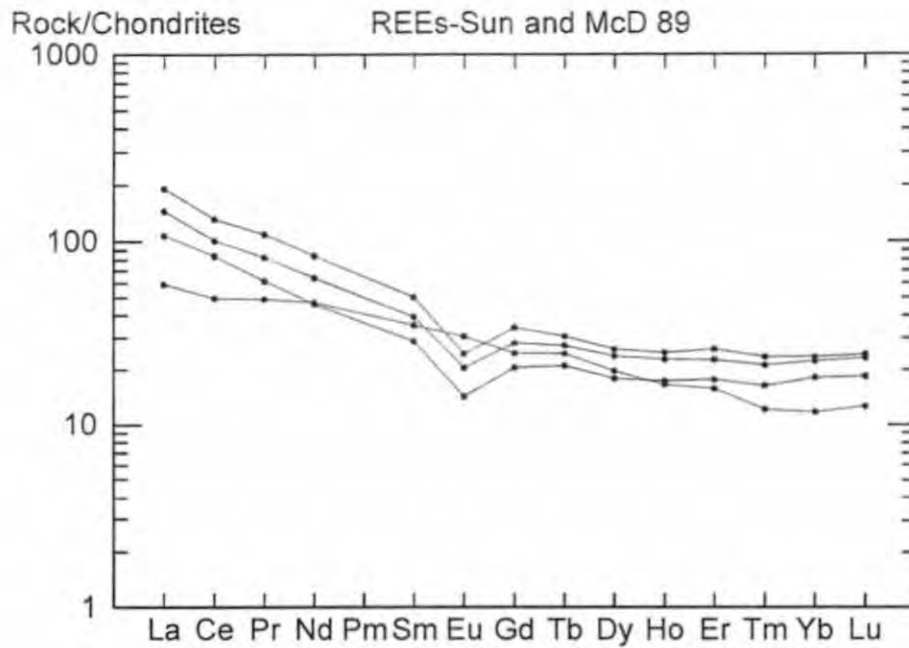


Fig. 26: Diagrama de tierras raras de diques asociados a la Formación Lavasén normalizado a la manto primitivo de (Sun and McDon., 1989). Muestran tendencia semejantes a las lavas, piroclastos y cuerpos subvolcánicos que cortan a la Formación Lavasén, todos relacionados a un régimen de subducción

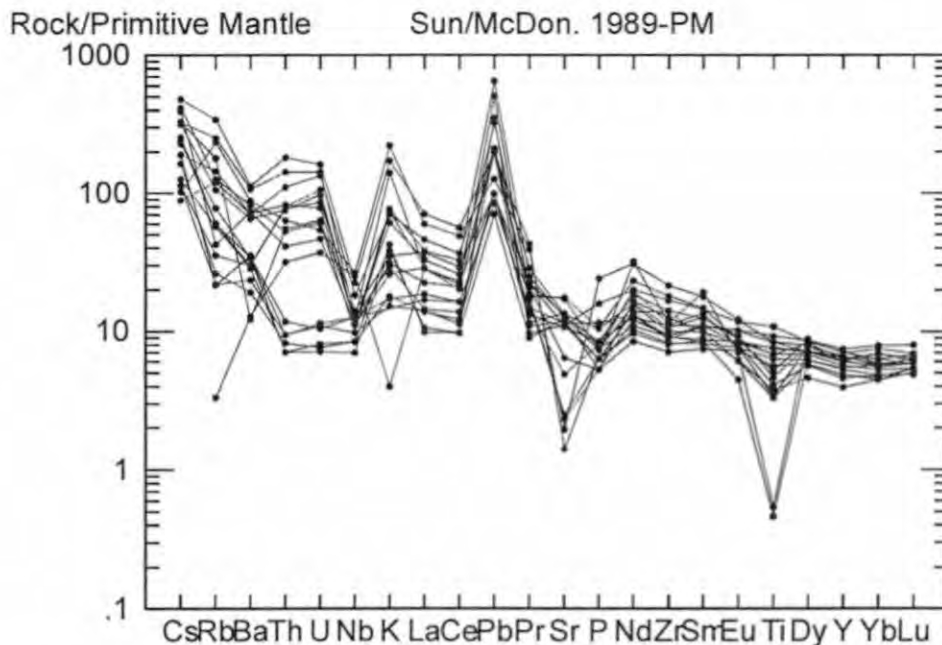


Fig. 27: Diagrama "Tela de Araña" de lavas de la Formación Lavasén normalizado a la manto primitivo de (Sun and McDon., 1989). Las rocas de esta unidad muestran altas concentraciones de elementos de iones grandes y elementos de alta carga.

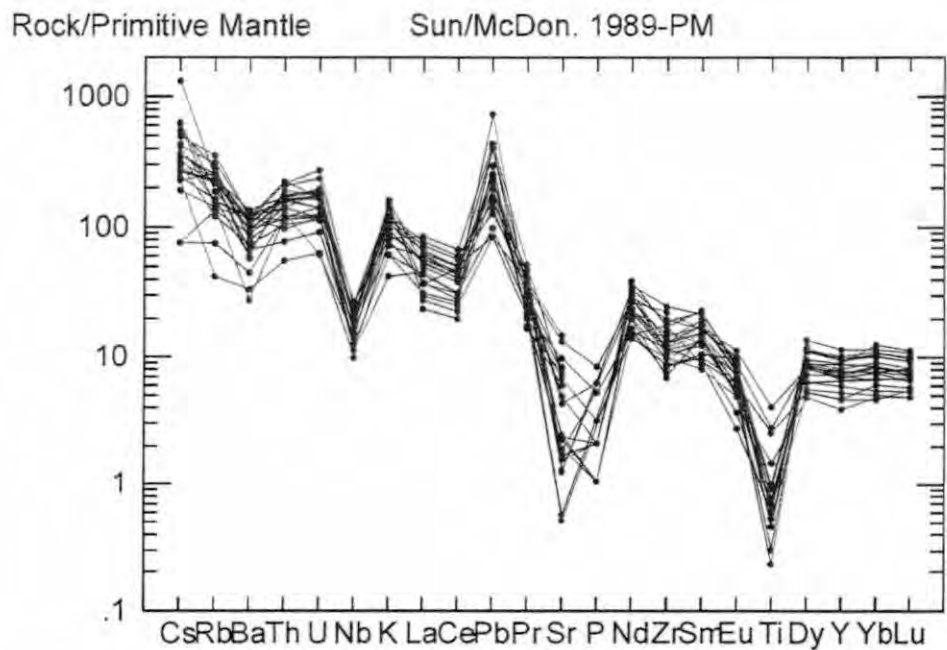


Fig. 28: Diagrama "Tela de Araña" de piroclastos de la Formación Lavasén normalizado a la manto primitivo de (Sun and McDon., 1989)

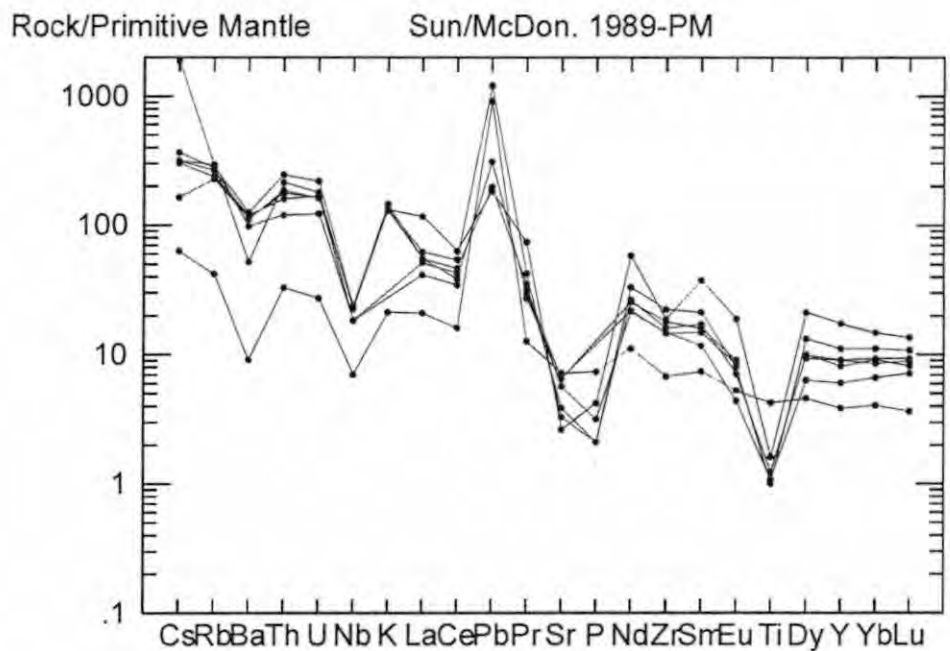


Fig. 29: Diagrama "Tela de Araña" para intrusivos subvolcánicos que cortan a la Formación Lavasén normalizado a la manto primitivo de (Sun and McDon., 1989).

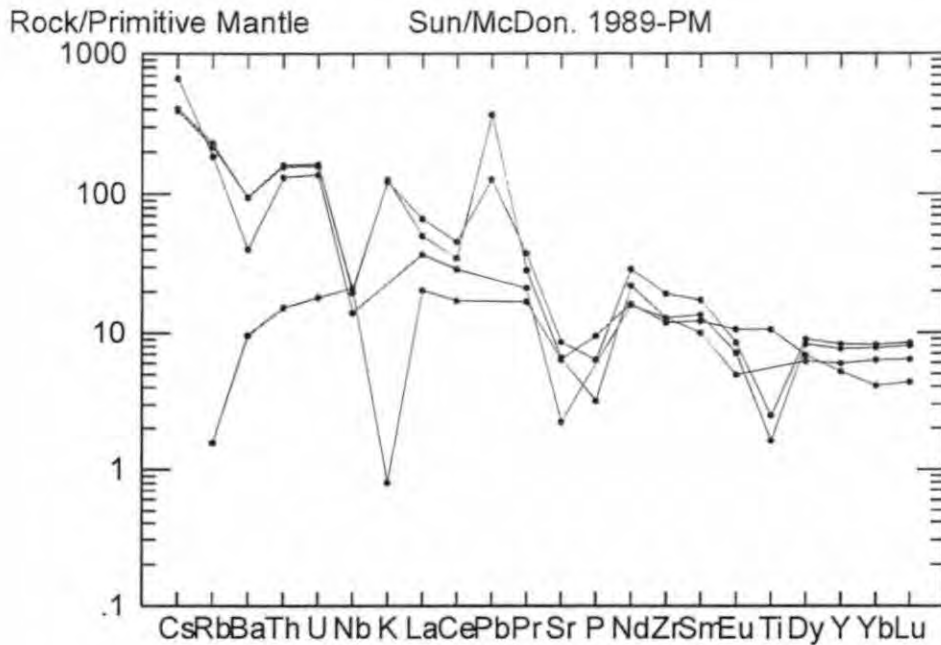


Fig. 30: Diagrama "Tela de Araña" de diques cortando a la Formación Lavasén normalizado a la manto primitivo de (Sun and McDon., 1989).

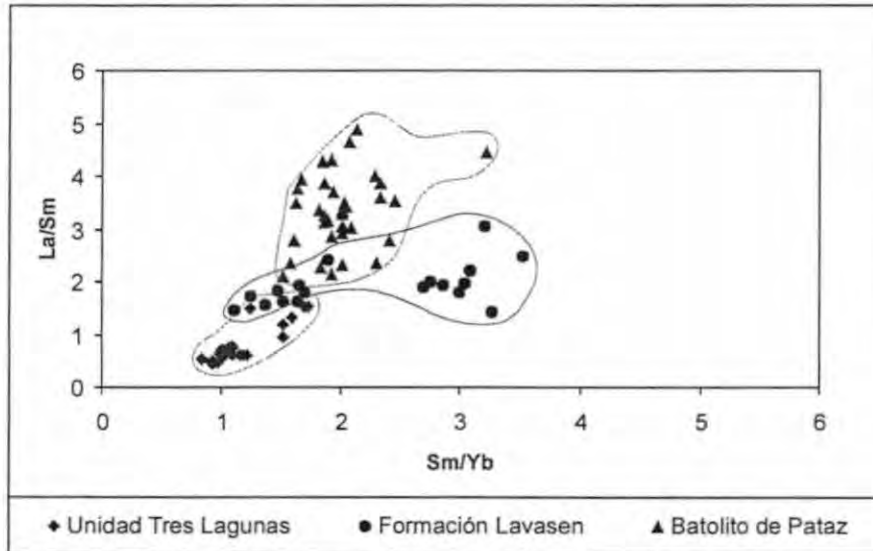


Fig. 31: Relaciones La/Sm vs. Sm/Yb para ilustrar el engrosamiento cortical; la formación Tres Lagunas muestra las relaciones mas bajas indicando que se trata de una corteza delgada, le sigue la Formación Lavasén y finalmente los intrusivos del Batolito de Pataz, estas relaciones coinciden con la cronología de depositación y el emplazamiento.

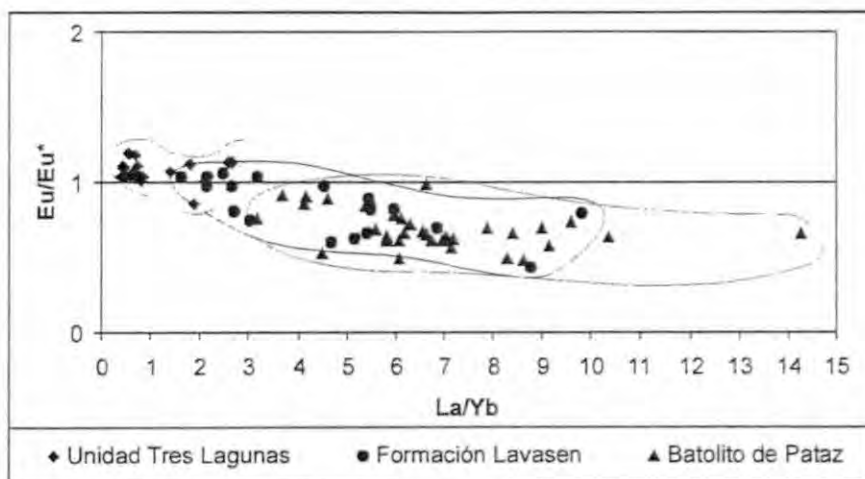


Fig. 32: Relaciones Eu/Eu^* vs. La/Yb para relacionar el engrosamiento cortical con la fugacidad del oxígeno, la cual muestra una ligera anomalía positiva en europio para la formación Tres Lagunas a diferencia de la Formación Lavasen y el Batolito de Pataz que muestran una anomalía negativa en Europio.

4.2.2.5 Interpretación

El estudio estratigráfico y petrográfico y geoquímico efectuado en la cordillera oriental del norte del Perú muestra claramente etapas efusivas iniciales y una actividad explosiva en los estadios finales de su evolución en cuyas intermitencias volcánicas se produjo una sedimentación continental correspondiente al Grupo Ambo (Carbonífero Inferior) siendo este criterio en la actualidad el único medio de datación de ésta unidad volcánica, y es de esta manera que la Formación Lavasén se le incluye dentro del Grupo Ambo.

Geoquímicamente esta unidad queda caracterizada con una serie calcoalcalina correspondiente a un régimen de subducción, asimismo tomando en cuenta las relaciones La/Sm vs. Sm/Yb se tiene en relativo mayor grosor para la Formación Lavasen en relación con el Batolito de Pataz lo cual es corroborado fósiles de plantas encontrados en la quebrada Ruibarbos que dan una edad Viseano en comparación con dataciones radiométricas del Batolito de Pataz que dan edades entre Viseano-Serpukoviano.

BIBLIOGRAFÍA

- Cabanis y Lecolle, (1989).** Le diagramme $La/10-Y/154-Nb/8$: un outil pour la discrimination de series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. C.R. Acad. Sci. Ser. II, 309, 2023-2029.
- Dalmayrac et al. (1980).** Caractères généraux de l' evolution géologique des Andes Péruviennes. Travaux et Documents de l' O.R.S.T.O.M, 122, 501 p.
- Díaz Martínez E. (1995b).** Evidencia la actividad volcánica en el registro sedimentario del carbonífero inferior (Viseano superior) del Altiplano norte de Bolivia ($16^{\circ}S$), y su relación con el arco magmático de los Andes Centrales. Revista Técnica de YPF, 16(1 /2), 37-49
- Dimroth et al. (1978).** Structure and organisation of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Can. F. Earth Sci.* 15, 902-18.
- Fisher & Schmincke, (1984).** *Pyroclastic Rock.* Springer. Berlin-Heidelberg. 472 p
- Folk (1951).** Stages of textural maturity in sedimentary rock. *J. Sedim. Petrol.* 21, 127-130.
- Folk (1974).** *Petrology of Sedimentary Rock.* Hemphills, Austin Texas.

- Haerberlin Y. et al. (2002).** Geological and structural setting, age, and geochemistry of the orogenic gold deposit at the Pataz Province, Eastern Andean Cordillera, Peru. Genève Université. Département de Minéralogie 182 p.
- Harker (1909).** The natural history of igneous rocks. New York: Macmillan.
- Mégard F. (1971).** La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie; premiers résultats. Cahiers O.R.S.T.O.M. Serie Géologie vol. III n. 5 pp. 5-44, 1971
- Mégard F. (1979).** Estudio geológico de los Andes del Perú Central. Perú. Bol. N° 8, Serie D, 227p.
- Nakamura, N. (1974).** Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38:757-775.
- Newell et al. (1953).** Upper Paleozoic of Perú. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 36.111 p.
- Le Maitre et al. (1989).** A classification of igneous rock and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Leemman, W. P. (1976).** Petrogenesis of McKinney (Snake River) olivine tholeiite in light of rare earth element Cr/Ni distributions. *Bull. Geol. Soc. AMER.*, 87, 1582-6.
- Alemán y León (2002).** Un arco volcánico Mississippiano adyacente a la cordillera de la costa. S.G.P.
- Paredes J. (1976).** Estudio geológico de la hoja de Jauja al 1:100,000 (andes del Perú Central). Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 107 p.
- Pearce et al. (1977).** The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 121-132.
- Pettijon et al., (1973).** Sand and Sandstones. Springer, Berlin.
- Rickwood P.C. (1989).** Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22, 247-263.
- Sánchez A. (1995).** Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolívar. INGEMMET. Bol. N° 56, serie A. 287p.
- Sánchez A. (2005).** Magmatismo en el carbonífero en los andes peruanos. . XII Congreso Latinoamericano de Geología. Quito – Ecuador. 7p.
- Sánchez I.J., Alvarez C.D., Lagos M. A. (1998).** Geología de los cuadrángulos de Juscusbamba y Pólvora. Bol. N° 119, serie A. 261p.
- Schreiber D.W. (1989)** Zur genese von goldquarzgängen der Pataz-Region im Rahmen der geologischen entwicklung der ostkordillere nordperus. Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg. 235p.
- Steinmann G. (1929).**- Geologie von Perú. Carl Winters Univ. Heidelberg, 448 p.
- Sun & McDonough, (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, pp. 313-345.
- Vidal C. et al. (1995).** Geología y metalogenia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad. *Soc. Geol. Perú. Volumen jubilar Alberto Benavides*. pp. 351-377.
- Wilson y Reyes (1964).** Geología del cuadrángulo de Pataz. Perú. Bol. N°9 Serie A, 91p. Goldschmidt, 1929.
- Zapata et al. (2005a).** Litoestratigrafía y distribución del Carbonífero inferior entre Molino-Pataz-Ruibarbo y su correlación regional en el borde occidental de Gondwana. XII Congreso Latinoamericano de Geología. Quito – Ecuador. 5p.
- Zapata et al. (2005b).** The lower Carboniferous of the western edge of Gondwana in Peru and Bolivia: Distribution of sedimentary basins and associated magmatismo. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, pp.817-820.

5 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

5.1 INTRODUCCIÓN

El Batolito Gollón – Buldibuyo de edad carbonífera, esta localizado en la Cordillera Oriental y parte de la depresión intermontañosa por donde discurre el río Marañón en sentido SE a NO (Figura 5.1). Estos rasgos morfo estructurales constituyen en conjunto un bloque estructural de rocas paleozoicas y posiblemente neoproterozoicas en el que se encuentran emplazadas las rocas graníticas. Las rocas metamórficas se extienden a lo largo de la Cordillera Oriental, por lo menos hasta la latitud de Ayacucho y se les conoce como el Complejo del Marañón, los macizos metamórficos Huaytapallana, Chupan, Huasahuasi, etc., son equivalentes y correlacionables con el Macizo de Arequipa, el Arco de Olmos, los Cerros Illescas, las Montañas de Shira, los mismos constituyen macizos de rocas de basamento como altos estructurales que han desempeñado un rol importante en la configuración de cuencas de sedimentación y arcos magmáticos posteriores.

En ambos flancos de la Cordillera Oriental, incluido el valle del Marañón, se encuentran rocas sedimentarias mesozoicas depositadas en la Cuenca Occidental Peruana y la Cuenca Huallaga, respectivamente. La Cordillera Oriental representa un macizo de rocas paleozoicas y más antiguas que aflora entre rocas meso-cenozoicas depositadas en cuencas hasta cierto punto separadas por un bloque levantado, de rocas de basamento.

Por otra parte, el magmatismo del Carbonífero se manifiesta tanto como rocas plutónicas descritas como Batolito de Pataz (Schreiber, 1990) que alberga vetas de cuarzo con oro, el batolito de Huánuco, las tonalitas y granodioritas que se encuentran entre el valle del Monzón hasta la latitud de Tayabamba etc. y otros cuerpos plutónicos localizados al noroeste de Santo Tomás y hacia del sureste de Huánuco a lo largo de Cordillera Oriental (Sánchez et. al. 2005). Asimismo el magmatismo del Carbonífero se ha registrado como rocas volcánicas que forman parte de los Grupos Ambo y Tarma del Carbonífero y la Formación Vijus considerada como cambriana – ordoviciana por (Haeberlin, 2002), unidades que se encuentran a lo largo de la Cordillera Oriental, en el caso de las dos primeras. El Grupo Ambo generalmente reposa en discordancia angular cubriendo unidades plegadas del Paleozoico inferior o sobre unidades metamórficas del Neoproterozoico.

Los cuerpo plutónicos son en su mayoría de naturaleza post tectónica, aunque hacia el sureste se han descrito intrusivos foliados, como el granito de San Gabán (Laubacher, 1978), el ortogneis de Amparaes, un cuerpo pequeño en el río Apurímac, el intrusivo tectonizado de Abancay (Marocco, 1978), parte del Complejo de Querobamba y los granitoides deformados en la esquina sudeste de Andamarca y noreste de Pampas, también los granitos con estructuras gneísicas en la carretera Comas – Satipo, algunos intrusivos con cierta lineación de minerales y estructuras bandeadas al este de Junín en la carretera Carhuamayo – Llaupi - Ulcumayo. Estos cuerpos en la mayoría de los casos han sido considerados como granitoides sintectónicos relacionados a la fase eoherciniana del Devoniano Terminal – Carbonífero inferior.

Sin embargo, se desconoce el contexto estructural en el que se han emplazado el batolito y las rocas volcánicas asociadas, así como el origen y el ambiente geodinámico de los batolitos paleozoicos y los depósitos minerales asociados.

Wilson y Reyes (1964), Wilson, J., Reyes L., Garayar, J., (1967) distinguen cuatro zonas estructurales en la región de Pataz – Tayabamba – Huari: zona plegada, zona imbricada,

Marco Tectónico Regional

- 5.1 Introducción
- 5.2 Marco Geológico
- 5.3 Unidades Tectono - estratigráficas
Mapa estructural con unidades
- 5.4 Estructuras
 - 5.4.1 Foliaciones
 - 5.4.2 Estructuras paleozoicas
 - Sistema de fallas Cocabamba – Pataz - Buldibuyo
 - 5.4.3 Estructuras del Paleozoico superior
 - 5.4.4 Estructuras volcánicas
 - 5.4.5 Estructuras Meso – Cenozoicas
 - 5.4.5.1 Pliegues meso cenozoicos
 - 5.4.5.2 Fallas cenozoicas
- 5.5 Reactivación de estructuras
- 5.6 Disposición estructural de las vetas auríferas
- 5.7 Interpretación de la Deformación
 - 5.7.1 Análisis Estructural
 - 5-7.2 Estado de Esfuerzos

relacionadas a rocas mesocenoicas; una zona de fallas en bloques correspondiente a las unidades paleozoicas - neoproterozoicas, y una fosa o depresión tectónica referida a rocas mesozoicas entre bloques de rocas más antiguas.

Sánchez A., (1991), Sánchez A., (1995), López J., (1997) en el sector norte (Leymebamba), distinguen: el Bloque Maraño, Bloque Utcubamba y Bloque Yasgolga; como altos estructurales que condicionaron la sedimentación mesozoica.

Para obtener una idea del contexto estructural en el que se encuentra el Batolito Gollón - Buldibuyo, se ha delineado las grandes estructuras en base a imágenes de satélite, y a la vez se han realizado algunos controles de campo de las estructuras durante la elaboración del mapa geológico del área.

La deformación estructural en la zona de estudio es de naturaleza frágil y generalmente se encuentra vinculada a una historia tectónica de edad antigua con reactivaciones recientes. También se observan deformaciones dúctiles en las rocas metamórficas del Complejo del Maraño. Las principales estructuras, se describen de acuerdo con las unidades estratigráficas y las rocas magmáticas en las que se encuentran.

El Batolito Gollón - Buldibuyo es parte de la franja plutónica de la Cordillera Oriental (Figura 5.2) que constituye un macizo esencialmente paleozoico flanqueado por cuencas relleno sedimentario de cuencas mesozoicas.

5.2 Marco Geológico

El Batolito Gollón - Buldibuyo es un conjunto de 6 macizos plutónicos compuestos y 25 cuerpos plutónicos en su mayoría de composición simple, que se encuentran a lo largo de una faja de 200 km de largo y 22 km de ancho, en dirección NO - SE (Figura 4.1), ocupando una extensión aproximada de 920 km² en la Cordillera Oriental y su flanco hacia el río Maraño. Con el batolito y las rocas volcánicas paleozoicas están relacionados un conjunto de diques graníticos y otros afaníticos oscuros.

Sirven como roca encajonante del Batolito el Complejo del Maraño, las formaciones Macno; Contaya y parte del Grupo Ambo. En el sector norte el basamento metamórfico consiste de paragneises, gneises migmatíticos, esquistos, anfíbolitas, filitas y algunas apófisis de rocas intrusivas, ortogneis de composición tonalítica a granodiorítica los que en conjunto se han cartografiado como el Complejo del Maraño, al que se le considera del Neoproterozoico a Paleozoico inferior. Las asociaciones de minerales que caracterizan el metamorfismo regional del Complejo del Maraño corresponde mayormente a las facies esquistos verdes a anfíbolita de bajo grado, relacionados a cuatro etapas de deformación de acuerdo con las estructuras y microestructuras observables. El Complejo del Maraño se correlaciona con las rocas metamórficas polideformadas que han descrito en el Perú central Mégard (1978), Dalmayrac et. al. (1980) quien ha obtenido edades U/Pb entre 630 y 610 millones de años en gneises que se encuentran al Este de la ciudad de Huanuco.

El Paleozoico inferior esta constituido por las formaciones Macno y Contaya; la primera consiste de metaareniscas, metapelitas, algunos metaconglomerados, cuarcitas, mármoles, calizas que se consideran del Cambriano - Ordoviciano. Ocurre en los extremos noreste y sudoeste del área. También se pueden identificar ignimbritas de color marrón grisáceo, altamente meteorizadas de composición dacítica a riolítica con afinidad tipo arco volcánico (Haerberlin, 2002). Esta unidad muestra un metamorfismo de bajo grado que permite aún identificar la estratificación, y una esquistosidad débil a moderada. Si bien en algunas partes han sido cortadas por vetas y venillas de cuarzo blanco y en otras el cuarzo concordante con la esquistosidad parece haber resultado de concentración a partir de los procesos metamórficos.

La Formación Contaya del Ordoviciano medio a superior es una secuencia de pelitas pizarrosas, pizarras negras ligeramente metamorfoseadas con algunas areniscas y cuarcitas. Se ha identificado el contenido de graptolites, especialmente al sur de Bella Aurora y al costado de la carretera a Curoubamba. Se estima que tiene un grosor aproximado de 600 m. Las pelitas pizarrosas de la Formación Contaya muestran una esquistosidad tenue que no ha afectado al contenido de fósiles; no obstante, se observa un clivaje pizarroso moderado y desaparición de estructuras sedimentarias como la laminación.

El Carbonífero se caracteriza por la presencia de litofacies sedimentarias clásticas, volcánicas sedimentarias y carbonatadas, en asociación con rocas plutónicas e intrusivos menores. Las litofacies sedimentarias y volcánicas sedimentarias se han descrito como Grupo Ambo y se consideran como molasas típicas post tectónicas de colores grises, verde y marrón resultantes de la erosión de relieves ante-carboníferos; generalmente empiezan con un conglomerado polimíctico con clastos de: cuarzo lechoso, rocas metamórficas, rocas intrusivas, cuarcitas, etc., sobre estos se intercalan areniscas feldespáticas, micáceas con estratos pelíticos carbonosos y escasos lechos de carbón con restos de plantas.

El Grupo Ambo representa la acumulación de sedimentos continentales y marinos, asociados con volcanismo bimodal basáltico-andesítico – riodacítico tipo marino a continental que se desarrolló en el sector oriental principalmente al este del actual valle del Marañón y que involucra parte de la Formación Lavasen. Presenta estructuras sedimentarias con deformación moderada. Se observa pliegues moderados y una relación discordante sobre el Complejo del Marañón y las unidades Cámbrico-Ordovicianas.

Al este del alineamiento Buldibuyo – Parcoy – Chagual y en el sector norte, en las partes altas de la Cordillera, se observa un conjunto de rocas volcánicas verdosas, piroclásticas, brechas e ignimbritas que tienen intercalaciones de areniscas y pelitas grises a marrones en donde Sánchez J. et. al. (1998) reportan restos de plantas del Carbonífero, el conjunto sobrepasa los 1000 metros de grosor y se extiende desde el sector noreste de Huaylillas (La Libertad) hasta el Abra Barro Negro (Amazonas). El conjunto se ha cartografiado como Formación Lavasen.

La Formación Lavasen es una secuencia de rocas piroclásticas macizas tipo brechas, tobas, ignimbritas y algunos flujos lávicos que se encuentran en capas gruesas con buzamientos hasta de 30° y constituye un relieve muy abrupto que yacen sobre una superficie erosionada en las rocas metamórficas del Complejo del Marañón, en algunos casos sobre la granodiorita del Batolito Pataz - Parcoy según Wilson y Reyes (1964) y sobre rocas del Paleozoico inferior. La Formación Lavasen yace debajo del Grupo Mitu del Permiano superior Triásico y se interdigita con el Grupo Ambo, por tal circunstancia se considera del Carbonífero. En algunos casos la Formación Lavasen está cortada por cuerpos intrusivos rosados con alto contenido de feldespatos alcalinos, relacionados a la Formación Chacanto, que representan el último episodio intrusivo del Batolito.

Luego se tiene una cobertura de rocas del Paleozoico superior al Mesozoico que representan eventos posteriores al emplazamiento del batolito.

Regionalmente se conoce que durante el Pensilvaniano tardío y el Permiano temprano una plataforma carbonatada registrada como Grupo Copacabana, cubre en discordancia a las molasas del Grupo Ambo, al Batolito Gollón – Buldibuyo y a las rocas paleozoicas y del Neoproterozoico. Consiste de calizas bioclásticas y biomieritas, calizas areniscosas con algunas intercalaciones de pelitas gris oscuras en estratos delgados y con restos de *Spirifer*, *Productus* corales y crinoideos, ostrácodos y fusulínidos.

Durante el Permiano tardío al Triásico temprano se registra una sedimentación continental y magmatismo efusivo e intrusivo, relacionados con levantamiento del territorio, su exposición y erosión intensa (Dalmayrac B., et. al. 1988). Como resultado se acumuló el Grupo Mitu que es una secuencia de rocas clásticas continentales de color rojo, cuyos componentes litológicos son: areniscas líticas, grauvacas feldespáticas, arcosas, lodolitas y conglomerados polimícticos. También se tuvo actividad volcánica que dio lugar a rocas piroclásticas y brechas polimícticas.

Su deformación es moderada y similar a aquella del Grupo Copacabana aunque su distribución es más amplia y de mayor grosor. De acuerdo a su posición estratigráfica, el Grupo Mitu yace con leve discordancia sobre el Grupo Copacabana e indistintamente sobre el Complejo del Marañón, las unidades Cambriano-Ordovicianas y sobre el Grupo Ambo en discordancia angular, notándose un traslape de unidades más antiguas hacia el valle del Marañón.

Luego de la acumulación del Grupo Mitu, en el Triásico superior se produce una transgresión marina que fosiliza el relieve pre existente dando inicio al ciclo andino (Dalmayrac B., et. al. 1988). Como resultado se acumularon, las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga, que constituyen el Grupo Pucará. Cada una de ellas se diferencia por su posición, la estratonomía y petrografía de las calizas, las intercalaciones clásticas, el contenido de fósiles y otros elementos petrográficos como son los nódulos y concreciones, en general se encuentran micritas, biomicritas y calizas espáticas, algunas bituminosas y otras con lentes y concreciones irregulares de sílice negra; también se han encontrado algunas coquinas. Se distinguen diversas estructuras sedimentarias como son: laminación paralela, ondulada, estratificación sesgada, lenticularidad, bioturbación, presencia de fragmentos orgánicos, estructuras de deformación penecontemporánea, etc.

El Grupo Pucará yace sobre el Grupo Mitu discordantemente y subyace a las areniscas del Cretáceo inferior en discordancia angular alcanzando ángulos hasta de 20°. Además se han encontrado restos fósiles que indican edades entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior.

La ausencia de unidades del Jurásico superior en la región cordillerana se suele interpretar como una reorganización del patrón paleogeográfico y una emersión de la región o bloque de la Cordillera Oriental, referido como Arco del Marañón (Benavides V., 1999) o geanticlinal del Marañón (Wilson, J., y Reyes, L., 1964) que se sustentan por la presencia de litofacies continentales de capas rojas de la Formación Sarayaquillo justo a partir del Valle del Utcubamba hacia el levante.

En el Cretáceo inferior se produjo una sedimentación silicoclastica que dio lugar a la secuencia de areniscas cuarzosas, de color blanco rojizo, intercaladas con limolitas y limoarcillitas grises, verdes y rojizas en las secciones media y superior de la secuencia, se describen como Grupo Goyllarisquiza indiviso que muestra un incremento de grosor hacia el oeste en la cuenca occidental peruana y también al este en la cuenca Huallaga donde se le describe como Grupo Oriente. En general el Grupo Goyllarisquiza yace discordante sobre las unidades precedentes y de acuerdo a algunos restos de plantas se le considera de edad Valanginiana – Aptiana.

El contacto superior de las areniscas del Grupo Goyllarisquiza es concordante con calizas del Albiano registradas como formaciones Inca, Chulec y Pariatambo o Formación Crisnejas (Benavides V., 1956). Igualmente sus grosores son variables y se incrementan hacia el oeste y este, su litología consiste de calizas y margas de colores cremas a pardo claro generalmente en capas delgadas a medias que tienen una expresión morfológica más suave, puede encontrarse calizas ferruginosas en la base y en la parte

superior algunas calizas negras, bituminosas. Su contenido de paleofauna es abundante y corresponde al Albiano inferior a medio.

El Cretáceo superior en la región del batolito Gollón – Buldibuyo consiste esencialmente de calizas en estratos gruesos que se han registrado como Grupo Pulluicana, al cual le sobreyace en discordancia por erosión una secuencia de conglomerados, areniscas y lodolitas rojas que se conocen como Formación Chota, que se considera del Cretáceo superior – Paleógeno. Sin embargo hacia el oeste fuera del área de estudio se puede distinguir otras unidades calcáreas, las que conjuntamente con las calizas del Cretáceo inferior se correlacionan con la Formación Chonta de la Cuenca Huallaga.

Además, inmediatamente al oeste del Batolito existen más de 12 cuerpos intrusivos menores emplazados durante el Cenozoico que se encuentran como cuerpos aislados y predominan en el sector suroeste.

5.3 Unidades tectono – estratigráficas

En la zona donde se encuentra el Batolito Gollón – Buldibuyo se distinguen cinco unidades tectono estratigráficas que representan cambios en los regimenes de sedimentación y deformación, separadas por discordancias y en la mayoría de los casos por unidades molásicas continentales. Además existen dos etapas de magmatismo sobre impuesto (Figura 5.3).

Las unidades tectono - estratigráficas son: El Basamento metamórfico, las sedimentitas del Paleozoico inferior, Sedimentitas del Paleozoico superior. La secuencia Carbonatada del Triásico Jurásico y la secuencia clástica carbonatada del Cretáceo. En el Paleozoico superior se registra un magmatismo esencialmente calco alcalino, con característica bimodal, que da lugar al Batolito Gollón – Buldibuyo y a las volcanitas que se registran desde el Carbonífero al permo triásico intercaladas con secuencias volcanoclásticas y sedimentarias. Durante el Cenozoico se registra magmatismo de tipo intrusivo al oeste del Batolito Carbonífero.

Basamento metamórfico

Registrado en los mapas geológicos como Complejo del Marañon consiste de filitas, esquistos y gneises, incluyendo algunas anfibolitas, ortogneises y gneises migmatíticos, que representan metamorfismo regional de grado moderado a bajo correspondiente a las facies anfibolita a esquistos verdes; con desarrollo de esquistosidad y bandeamiento composicional. Se observa deformación polifásica sobreimpuesta y su edad no es aún precisa, estimándose que sea del Neoproterozoico a Paleozoico inferior. Generalmente los afloramientos del basamento metamórfico están limitados por fallas longitudinales subverticales de dirección NO – SE.

Sedimentitas del Paleozoico Inferior

Conforman una secuencia de rocas metasedimentarias clásticas y pelitas pizarrosas, que yacen sobre el basamento metamórfico con discordancia angular leve, muestran texturas mayormente anisotrópicas y esquistosidad leve a moderada, mayormente tipo clivaje pizarroso, que no obliterado la estratificación. Su edad es Cambriana al Ordoviciano superior. Estas rocas ocurren en bloques conjuntamente con las rocas del Basamento metamórfico y en bloques limitados por fallas longitudinales.

Sedimentitas del Paleozoico Superior

Las rocas del Paleozoico superior representan sedimentación marina y continental con episodios de magmatismo plutónico y volcánico.

La secuencia yace claramente en discordancia angular sobre las sedimentitas del Paleozoico inferior o sobre el Basamento metamórfico. Consiste de una secuencia

marina, volcánica sedimentaria corresponde a las formaciones Tres Lagunas y Grupo Ambo inferior. Al que le sobreyace la Formación Lavasen caracterizada por volcanismo explosivo en su mayoría piroclástico y sedimentación clástica continental. Las rocas sedimentarias y volcánicas muestran variación de oeste hacia el este, lo cual hace pensar en una migración del arco o el eje de actividad magmática, hacia el este. Por otra parte las variaciones en las litofacies indican irregularidad en la cuenca de sedimentación y el aporte, durante el Carbonífero.

El Batolito Gollón – Buldibuyo se emplaza durante el Carbonífero inferior cortando a las unidades precedentes e incluso a parte del Grupo Ambo y la Formación Lavasen del Carbonífero inferior.

La cobertura paleozoica del Batolito la constituyen el Grupo Copacabana y el Grupo Mitu. El Carbonífero superior y Permiano inferior esta representado por una secuencia carbonatada – clástica de ambiente marino (Grupo Copacabana), la cual yace sobre las volcánicas de la Formación Lavasen en relación que aún no esta claramente definida.

La sedimentación del Paleozoico superior culmina con una sucesión clástica continental y volcanismo explosivo que se conoce como Grupo Mitu, considerado de edad permiana superior a Triásico inferior.

Las unidades del Paleozoico superior conjuntamente con el Batolito Gollón – Buldibuyo ocupan la mayor extensión en la Cordillera Oriental.

Secuencia carbonatada del Triásico – Jurásico inferior

Esta unidad conocida como Grupo Pucara, representa procesos de sedimentación marina en el Mesozoico inferior en su mayor parte sobre las unidades del Paleozoico superior y en relación discordante. La distribución de afloramientos es más extensa entre el río Capellanía y la localidad de Uchumarca al norte de Bolívar y en el río Utcubamba. La cuenca del Pucara ha traslapado gran parte del bloque Paleozoico – Neoproterozoico. Tiene una deformación moderada a modo de pliegues asimétricos en las proximidades de fallas regionales y mostrando menor deformación en las partes centrales de bloques fallados.

El Grupo Pucará tiene secciones incompletas e incluso esta ausente en algunos lugares, sugiriendo deformación, levantamiento y erosión en el Jurásico superior con acumulación de capas rojas conocidas como Formación Sarayaquillo al este del macizo Neoproterozoico - Paleozoico (Cordillera Oriental)

Secuencia clástica – carbonatada del Cretáceo.

Comprende dos unidades una inferior esencialmente silicico clástica constituida por las areniscas cuarzosas y rocas pelíticas del Grupo Goyllarizquizga del Cretáceo inferior y luego una sucesión de unidades calcáreas cuya edad va del Albiano al Santoniano. Ambas tienen grosores mínimos hacia el Marañón y áreas adyacentes a la Cordillera Oriental, en cambio incrementan su grosor hacia el oeste en la Cuenca occidental peruana y hacia el este en la cuenca Huallaga. Su deformación es moderada a suave y se acentúa hacia las fallas regionales. Esta unidad yace discordante sobre el Grupo Pucara y esta cubierta en discordancia erosiva por una secuencia de capas rojas del Cretáceo superior – Paleógeno registrada como la Formación Chota.

La gran actividad magmática del Cenozoico en la Cordillera Occidental al parecer tuvo algunas manifestaciones intrusivas inmediatamente al oeste del Batolito Gollón - Buldibuyo que han producido algunos cuerpos subvolcánicos de andesitas y dacitas e intrusiones menores de monzodioritas a granodioritas de que se han emplazado en rocas paleozoicas y mesozoicas.

En resumen existen *discordancias* angulares entre el Complejo del Marañón y las unidades del metasedimentarias y pelíticas del Paleozoico inferior. El Grupo Ambo incluyendo la Formación Tres Lagunas yacen en discordancia angular sobre rocas más

antiguas. Discordancia entre en el Grupo Mitu y las unidades más antiguas. Mientras que en el Mesozoico existen discordancias angulares entre los grupos Mitu y Pucará, grupos Goyllarizquisga y Pucará y entre la Formación Chota y las unidades precedentes. Estas discordancias son los indicios de erosión o ausencia de unidades litológicas ligadas a levantamientos y hundimientos de los bloques estructurales.

5.4 Estructuras

En la zona de estudio existen deformaciones dúctiles y frágiles. Las deformaciones dúctiles se observan a nivel de las texturas y estructuras de las rocas metamórficas y son registradas como el tamaño y forma de grano, presencia de porfidoblastos, cristaloblastos con rasgos que indican el tipo de deformación y sentido de movimiento intergranular, los bandeados composicionales de los gneises; esquistosidades, lineaciones, pliegues y micropliegues de los esquistos y filitas; que son resultado de esfuerzos externos cuando imperaron condiciones de deformación elástica.

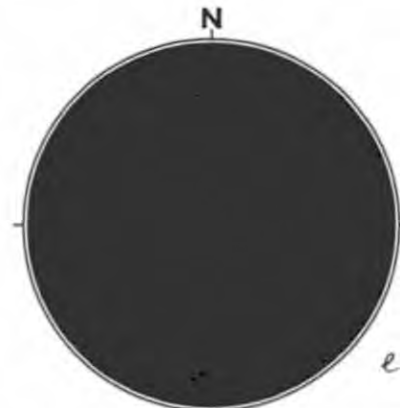
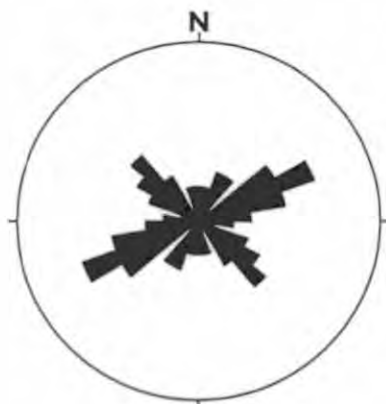
5.4.1 Foliaciones

Son estructuras planares resultantes de la deformación que muestra fuerte orientación de biotita, muscovita, anfíboles, cuarzo y otros; observadas en rocas del Complejo del Marañon principalmente y menos desarrolladas en las formaciones Macno y Contaya en el grado de clivaje pizarroso.

En gneises y esquistos las direcciones predominantes son: N 20°-30° O, N 50°- 60° O y N 40°-70° E y N -S (Figura 5.4) e inclinaciones entre 30° a 80° al NE, 35° a 80° al SO y entre 25° a 60° al NO y SE. Indican al parecer diversas fases de deformación que han contribuido a la formación de rocas metamórficas polideformadas.

A) Balsas - Pircapampa

B) San Vicente - Poña



errores de muestreo

Figura 5.4 Direcciones más comunes de la foliación en rocas del Complejo del Marañon
A) datos tomados en esquistos, gneises, anfíbolitas, B) datos de gneises migmatíticos.

conforme se avanza hacia al noreste la esquistosidad es ligeramente penetrante y planar en el caso de la Formación Macno hasta el grado que en las proximidades de Santo Tomás puede aún observarse la estratificación (S_0) y una esquistosidad (S_1) casi concordante con aquella.

En el caso de la Formación Contaya la esquistosidad es aproximadamente paralela a la estratificación de tipo clivaje pizarroso, si bien, se observa algunas secciones con esquistosidad penetrante a nivel inicial.

La mayoría de rocas ígneas plutónicas del Batolito no muestran foliación con excepción de los cuerpos de granodiorita tonalita Balsas que se encuentran en el valle de Huanabamba, donde se observa una orientación incipiente de los minerales máficos que siguen una dirección N 35°-40° O con inclinaciones de 85° NE o verticales, estas coinciden localmente con la foliación de los gneises que son la roca caja.

En conclusión las esquistosidades y foliaciones que se observan en el Complejo del Marañón anteceden al emplazamiento del Batolito con excepción de aquellas del valle de Huanabamba que pueden ser contemporáneas y la esquistosidad de fractura que se ha encontrado en rocas plutónicas en las proximidades a fallas, lo cual indicaría un efecto de movimiento en cizalla vinculado a fallas de rumbo.

Las estructuras resultantes del comportamiento frágil son más notorias y extensas a lo largo del área donde se encuentra el Batolito Gollón – Buldibuyo, se pueden distinguir estructuras consideradas del Paleozoico inferior, otras del Paleozoico superior y estructuras vinculadas a la tectónica andina. Sin embargo, la sobreposición de eventos tectónicos hace difícil distinguir el sentido de los desplazamientos correspondientes a las estructuras antiguas y a las más recientes; ya que las últimas fases de deformación han reactivado las estructuras antiguas, de manera que en una misma estructura pueden notarse rasgos diversos que dificultan la reconstrucción de las características cinemáticas.

5.4.2 Estructuras del Paleozoico inferior

Las estructuras más antiguas son fallas longitudinales de rumbo N 20° - 30° O, en su mayoría son verticales y subverticales profundas, de longitud regional que sobrepasan los 100 km, y que separan bloques del Basamento metamórfico, determinando su nivel topográfico y la geometría de las cuencas del Paleozoico superior y del Mesozoico. Por ejemplo en el sector norte se pueden notar tres bloques de extensión regional, el más occidental es denominado Bloque del Marañón, donde está contenido el Batolito Gollón-Buldibuyo, la Formación Lavasén y en general la actividad magmática del Paleozoico superior. Otros dos bloques orientales, denominados Bloque del Utcubamba y Bloque Yasgolga, han controlado la sedimentación mesozoica.

Forman parte de este sistema las fallas de Quebrada Limón, San Vicente, Lluy – Kuelap, Barro Negro, Bambamarca, Parcoy – Buldibuyo, etc. Las que en conjunto constituyen una zona cuyo recorrido va mas allá de los límites del área de estudio, como ocurre entre Cochabamba – Pataz y Buldibuyo.

Algunas de estas estructuras como la falla que se observa en Soquian está cubierta por el Grupo Ambo y representa un sistema de fallamiento normal posterior a la Formación Contaya y anterior al Grupo Ambo.

Estas fallas longitudinales han limitado bloques levantados y hundidos que han permitido la localización de la actividad magmática en su parte central y hacia el oeste la sedimentación marina del Carbonífero.

Posteriormente estas estructuras han sido reactivadas como fallas de rumbo dextrorso y sinistrorso y finalmente como fallas inversas, afectando a rocas mesocenoicas.

Entre las diversas fallas longitudinales antiguas destaca la *Zona de fallas que se encuentra entre Cocabamba-Pataz-Buldibuyo*, la cual se considera como el sistema principal de estructuras regionales de dirección NNO – SSE, en el sector occidental con el cual se alinea buena parte del valle del Marañón. Esta localizado en la margen

occidental del Batolito y limita el arco volcánico Lavasén. En el sector oriental fuera del área de estudio, existe un sistema de fallas con dirección paralela que limita los afloramientos de la Formación Lavasen que yace yuxtapuesta con rocas del Paleozoico inferior y del Basamento metamórfico. Ambas fallas parecen haber actuado en relación con esfuerzos compresivos-transtensivos ocurridos en el paleozoico superior controlando la actividad magmática relacionada al vulcanismo Lavasén, el emplazamiento del Batolito de Gollón-Buldibuyo y formación de cuencas tipo pull-apart.

5.4.3 Estructuras del Paleozoico superior

Son un conjunto de fallas oblicuas de dirección N 50° a 80° O, y en algunos casos E-O (figura 5.3), verticales, que han fragmentado los bloques de rocas metamórficas y del Paleozoico inferior, desplazándoles tanto en la vertical como en horizontal y definiendo bloques levantados y hundidos.

Una de estas fallas es la de Bolívar Longotea, ubicada en el sector norte, tiene un trazo recto y rumbo N 60° O que ha levantado el bloque suroeste, conformado esencialmente por rocas paleozoicas que están actualmente en contacto con rocas mesozoicas, por efecto de reactivación durante el cenozoico. Entre Unamen y a lo largo de la depresión donde se encuentra Bolívar, esta falla se comporta como un graben de 1 km de anchura, donde rocas cretácicas se encuentran entre macizos más antiguos; más hacia el sur las rocas plutónicas entran en contacto con rocas mesozoicas y el graben tiene mayor amplitud. Se puede observar que esta falla ha tenido movimientos horizontales en sentido diestro, si bien su historia resulta siendo complicada de acuerdo a los rasgos geológicos. Sin embargo en el caso del Grupo Mitu, esta falla separa bloques con litofacies y grosores diferentes, así en el bloque suroccidental en Yarnalen el Grupo Mitu tiene aproximadamente 200 m de grosor mayormente de conglomerados y algunas areniscas, en cambio al este de Bolívar al otro lado de la falla, consiste esencialmente de más de 500 m de areniscas.

Las estructuras transversales son consideradas simultaneas con la mineralización en la zona de Papagayo – La Lima por Haeberlin et. al. (2002), ya que contienen mineralización aurífera. Si se considera la edad de la mineralización determinada por el Haeberlin, estas fallas deben ser del Carbonífero superior, posteriores al emplazamiento del Batolito.

La deformación posterior especialmente en el Cenozoico ha reactivado y propagado estas fallas con movimientos de rumbo y también como fallas inversas que afectan a la secuencia cretácica y paleógena.

5.4.4 Estructuras volcánicas

A lo largo del eje de la Cordillera Oriental conformada por la secuencia volcánica de la Formación Lavasen y algunos cuerpos intrusivos se distinguen hasta cuatro estructuras de semicirculares definidas por el drenaje y la morfología de las rocas volcánicas que allí ocurren, estas se ubican en: la Quebrada Yarnalen, la laguna Coben, en la laguna los Laureles y al noroeste de la laguna Huascacocha. En la mayoría de estas estructuras se han identificado cuerpos subvolcánicos y zonas de alteración. Se considera que se tratarían de aparatos volcánicos centrales que tienen diverso grado de erosión, que están ubicados al este del Batolito, con excepción de la estructura de la quebrada Yarnalen que esta rodeada de rocas plutónicas.

5.4.5 Estructuras Meso – Cenozoicas

Las estructuras tipo pliegues y fallas inversas son mas notorias en las secuencias mesozoicas. Wilson y Reyes (1964) distinguen una zona plegada en la parte occidental, luego hacia el este una zona imbricada y zona de fallas en bloques dentro de la cual se encuentra fosas o depresiones tectónicas, vinculadas a la deformación andina.

Regionalmente se conoce de varios procesos de levantamiento que han afectado a rocas mesozoicas. Durante el Jurásico medio a superior se han reportado evidencias de levantamiento relacionados con la acumulación de la Formación Corontachaca y las capas rojas de la Formación Sarayaquillo, (Sánchez, 1995). El plegamiento y fallamiento durante la fase peruana (Steinnman, 1930, Megárd 1978, etc) del Cretáceo superior, se relaciona con la acumulación de las capas rojas de la Formación Chota. Adicionalmente se reconoce una fase de deformación durante el Eoceno medio a superior – Oligoceno que se vincula a plegamiento y fallamiento inverso con tendencia de empuje al noreste y por lo menos una fase de deformación miocena responsable de las estructuras tipo graben o depresión tectónica (Schreiber, 1990) en la que se encuentran rocas mesozoicas flanqueadas por rocas paleozoicas.

5.4.5.1 Pliegues meso cenozoicos

La zona plegada de Wilson y Reyes se encuentra al oeste fuera del área, sin embargo, existen pliegues generalmente amplios a moderados, asimétricos, en las calizas del Grupo Pucará, y en algunos casos involucran a rocas cretácicas. Su ejes tienen direcciones N 40° - 50° O y N 20° - 30° O y sus trazos ligeramente ondulados. También se observan pliegues mayormente sinclinales asimétricos en rocas cretácicas, adyacentes a fallas o entre fallas. En otros casos la secuencia cretácica conforma extensos homoclinales, de inclinaciones suaves, menores de 25° al suroeste; por ejemplo en Cocabamba, al noreste de San Vicente.

5.4.5.2 Fallas cenozoicas

Se distinguen esencialmente fallas inversas de alto ángulo y fallas que indican desplazamiento horizontal dextrorso y sinistro.

Las fallas inversas se encuentran al este del Marañon constituyendo la “zona imbricada” de Wilson y Reyes (1964), que hacia el oeste pasa a pliegues apretados y fallas inversas. En esta zona las rocas sedimentarias mesozoicas están inclinadas hacia el SO y separadas a modo de placas por fallas inversas que se inclinan en dirección similar. Muestran tendencia de empuje hacia el noreste, variando desde pliegues asimétricos a pliegues volcados y luego fallas de empuje que se generan en el flanco invertido del anticlinal y el sinclinal (figura 5.5).

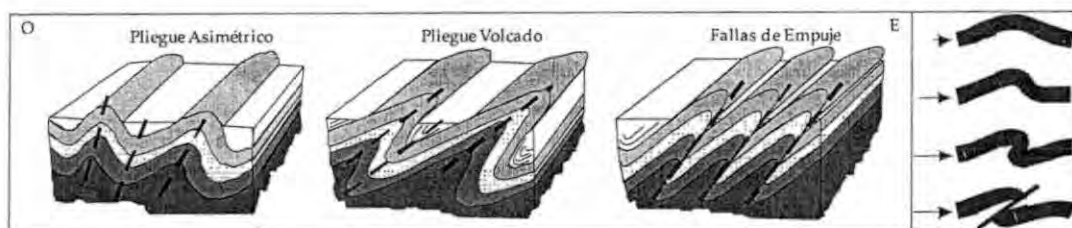


Figura 5.5 Evolución esquemática de la deformación dúctil a frágil en el flanco occidental del área Estudiada, corresponde a las zonas: pliegues y fallas e imbricada de Wilson y Reyes (1964).

Las fallas inversas tienen inclinaciones mayores de 50 ° al sudoeste, su continuidad puede seguirse por más de 50 kilómetros a lo largo del rumbo NO – SE (Figura 5.3),

generalmente ponen en contacto a las areniscas del Grupo Goyllarizquizga con las capas rojas de la Formación Chota.

La propagación de los esfuerzos de empuje hacia el noreste ha resultado en la presencia de algunas fallas inversas en la secuencia cretácica al noreste de San Vicente y en la reactivación inversa de fallas antiguas.

Existe otro grupo de fallas menores transversales al rumbo andino que siguen la dirección N 50° - 60° O y en algunos casos E - O. Sus movimientos son mayormente en sentido horizontal, aunque complementadas con movimientos verticales de poco salto. Sus recorridos son menores de 10 km, desplazan a las fallas longitudinales e inversas. Pueden estar relacionadas mayormente a procesos de reajuste vinculados a los esfuerzos que ocasionaron el fallamiento inverso.

5.5 Reactivación de estructuras

La deformación andina se ha superpuesto a las estructuras resultantes de las deformaciones paleozoicas, ocasionando reactivaciones que en muchos casos han invertido el sentido de movimiento inicial y en otros casos parecen haberlo desarrollado, lo cual dificulta la reconstrucción de la cinemática de las estructuras a través del tiempo. En el caso de las fallas externas al bloque de Marañón, las reactivaciones han hecho que por ejemplo la falla Lluy - Kuelap se comporte como falla inversa, inclinada al SO, donde las rocas metasedimentarias de la Formación Macno han subido sobre calizas del Cretáceo superior (Figura 5.6) o que los esquistos del Complejo del Marañón al sur de Pircapampa estén sobre areniscas del Grupo Goyllarisquisga por movimiento en sentido inverso de una falla inclinada al NE.

Las fallas antiguas muestran a lo largo del rumbo variaciones en su inclinación y sentido de desplazamiento, en relación a los diversos procesos de deformación que los han afectado. La mayoría de estas fallas tienen componentes de movimientos normales, de rumbo e inversos.



Figura 5.6 Perfil sección geológica transversal al rumbo del batolito, se observa reactivación de falla Lluy - Kuelap, movimientos de bloques en la parte central y zona imbricada.

Las "fosas tectónicas" descritas por Wilson y Reyes (1964) son bloques hundidos de rocas mesozoicas entre rocas paleozoicas, que inicialmente parecen haber estado limitadas por fallas normales a modo de un graben y que luego por las reactivaciones las fallas se comportan como fallas inversas, acentuando el plegamiento de las secuencias mesozoicas del bloque hundido. En otros casos estos bloques hundidos se comportan como hemigraben que han controlado la acumulación de las unidades continentales.

También, es evidente la reactivación en sentido lateral como fallas de rumbo, por ejemplo en una de las fallas Vijus - Pias, de dirección NO - SE, que pone en contacto lavas almohadilladas del Paleozoico superior con la secuencia cretácica entre Chagual y Pataz por desplazamiento inverso, se observa pliegues de arrastre en sentido sinistro.

5.6 Disposición estructural de las vetas de cuarzo auríferas

A lo largo del Batolito Gollón - Buldibuyo existen vetas de cuarzo con oro emplazadas en mayoría dentro de rocas graníticas, su longitud puede alcanzar hasta 2 km, en forma continua y hasta 5 km en ocurrencias discontinuas. En conjunto ocupan franjas de 3 a 4 km de ancho. Las vetas se consideran relacionadas a estructuras tipo fallas y fracturas de segundo y tercer orden, ocurren como conjuntos de vetas aproximadamente paralelas, dentro de fallas regionales mayores. En la tabla 5.1 se resumen algunas características estructurales de las diversas áreas o unidades en las que existen vetas de cuarzo con algún contenido de oro.

Puede notarse que la gran mayoría de las vetas que tienen mineralización económica de Au, tienen rumbo NNO y están inclinadas al ENE. Aunque, en el área de Buldibuyo - Alaska la vetas tienen rumbo NE - SO a E - O, estando inclinadas mayormente al SE y NNE, con algunas vetas o segmentos de veta al SO. En general las vetas de rumbo E - O ó similares que se encuentran en los yacimientos en actual explotación, tienen menor contenido de Au.

En el caso de las vetas emplazadas dentro de rocas graníticas, las más importantes por su contenido de Au, se encuentran en las áreas de Gollón, Pataz, Retamas- Parcoy, Cerro Gigante y Buldibuyo.

Las vetas de cuarzo con Au, del área de Gollón se encuentran entre las fallas regionales de rumbo NO - SE de la quebrada Yauman al oeste y la falla Barro Negro al este (figuras 5.3 y 5.7), ambas de edad paleozoica. Son aproximadamente paralelas a aquellas o forman ángulos inferiores a 20°. Las fallas Quebrada Limón y Lluy - Kuelap

Tabla 5.1 Datos estructurales de las vetas de cuarzo aurífero que se encuentran asociadas con el Batolito Gollón - Buldibuyo

| Área o Unidad Estrat. | Nº de Vetas * | Rumbo | Buzamiento |
|-----------------------|---------------|--------------------------|------------------------------------|
| Gollón | 15 | NO - SE N - S | 32° a 75° NE |
| Lavador | 2 | N 30° a 35° O N 46° E | 53° a 80° NE Subvertical |
| Pataz | 10 | N a NO E - O | 30° a 60° ENE < 20° al N ó S |
| Suyubamba | 3 | N a NO | 25° a 50° NNE |
| Ariabamba | 4 | NO - SE NE - SO | 50° a 78° NE 45° a 60° NO o SE |
| Culebrillas | 3 | N a NO E - O | 30° a 60° ENE 0° a 15° N o S |
| Retamas | 6 | NO - SE, N ONO - ESE | 65° a 80° NE 34° a 50° NE |
| Cº Gigante | 8 | NO - SE | 30° a 50° NE 60° a 80° NE |
| Buldibuyo - Alaska | 7 | NE - SO E - O | 65° a 85° SE 20° a 35° NNE o SO |
| Complejo del Marañon | 2 | N 40° a 45° O | 70° a 85° NE |
| Fm. Macno | 7 | NNO E - O | 40° a 70° NNE 35° SSE |
| Fm. Contaya | 3 | N 25° a 35° E N 60° O | 38° a 70° SE 65° SO |

* Número de vetas observadas o reportadas en publicaciones. No indica la totalidad de vetas existentes.

que se encuentran en los límites del bloque del Marañon en el sector norte del Batolito, son también paralelas a las anteriores.

La mayoría de las vetas del distrito de Pataz son aproximadamente paralelas a las fallas regionales Vijus – Pias, Calemar y Bambamarca de rumbo NNO - SSO (figura 3.5), si bien existen algunas vetas de orientación E – O con inclinaciones menores de 20° emplazadas en fracturas de tipo extensional (Haeblerlin et. al. 2002).

En el caso del distrito de Retamas las vetas están dispuestas siguiendo una dirección NO – SE e inclinadas al NE. En conjunto la mayoría de vetas tienen un arreglo a modo de escalones dentro de una banda de dirección NO – SE, limitada por dos fallas regionales de rumbo N 35° a 45° O (figura 5.8), la falla Parcoy – Buldibuyo en la parte occidental y una falla aproximadamente paralela en el sector oriental que limita los afloramientos de las rocas graníticas. Las vetas tienen direcciones paralelas a las fallas y en partes forman ángulos menores de 20°.

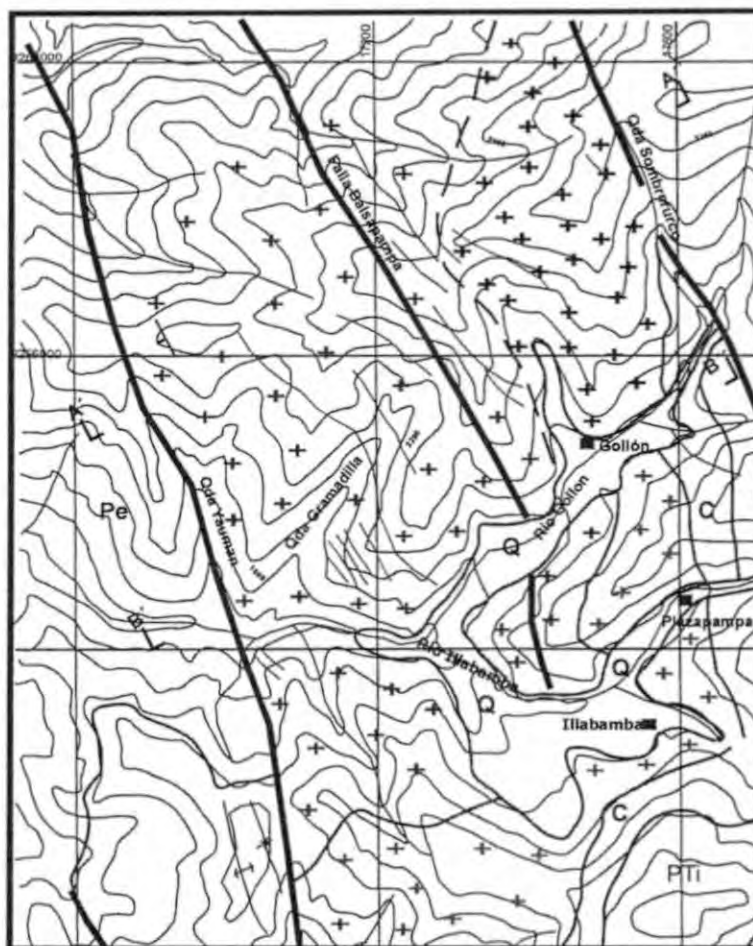


Figura 5.7 Geología y ubicación de vetas auríferas en el área de Gollón, modificado de Sánchez (2006).

En el cerro Gigante las vetas de cuarzo aurífero que explota la Compañía MARSA, siguen direcciones N 20° a 45° O aproximadamente paralelos a la falla Parcoy – Buldibuyo que constituye el límite de afloramientos de rocas graníticas en el sector occidental; sus inclinaciones son al noreste. En tanto el límite oriental de los cuerpos graníticos es lineal y se interpreta como una falla cuyo recorrido es casi paralelo a la falla Parcoy – Buldibuyo.

Las vetas de cuarzo aurífero en la mayoría de yacimientos en explotación contienen clavos mineralizados cuya dirección e inclinaciones son variados en función de: los tipos de falla original, los movimientos de reajuste en el sentido del rumbo de la falla o fractura, las intersecciones con otras fallas, los quiebres de fallas, las ramificaciones de las fallas, los lazos cimoides, el tipo de roca caja, los diques asociados con la mineralización, etc.

Estos controles han ocasionado cambios en la dirección de la estructura y han condicionado la posición de los clavos mineralizados, de manera que para la ubicación de estos, es importante reconocer los cambios de rumbo y buzamiento y establecer el sentido de movimiento de las fallas.

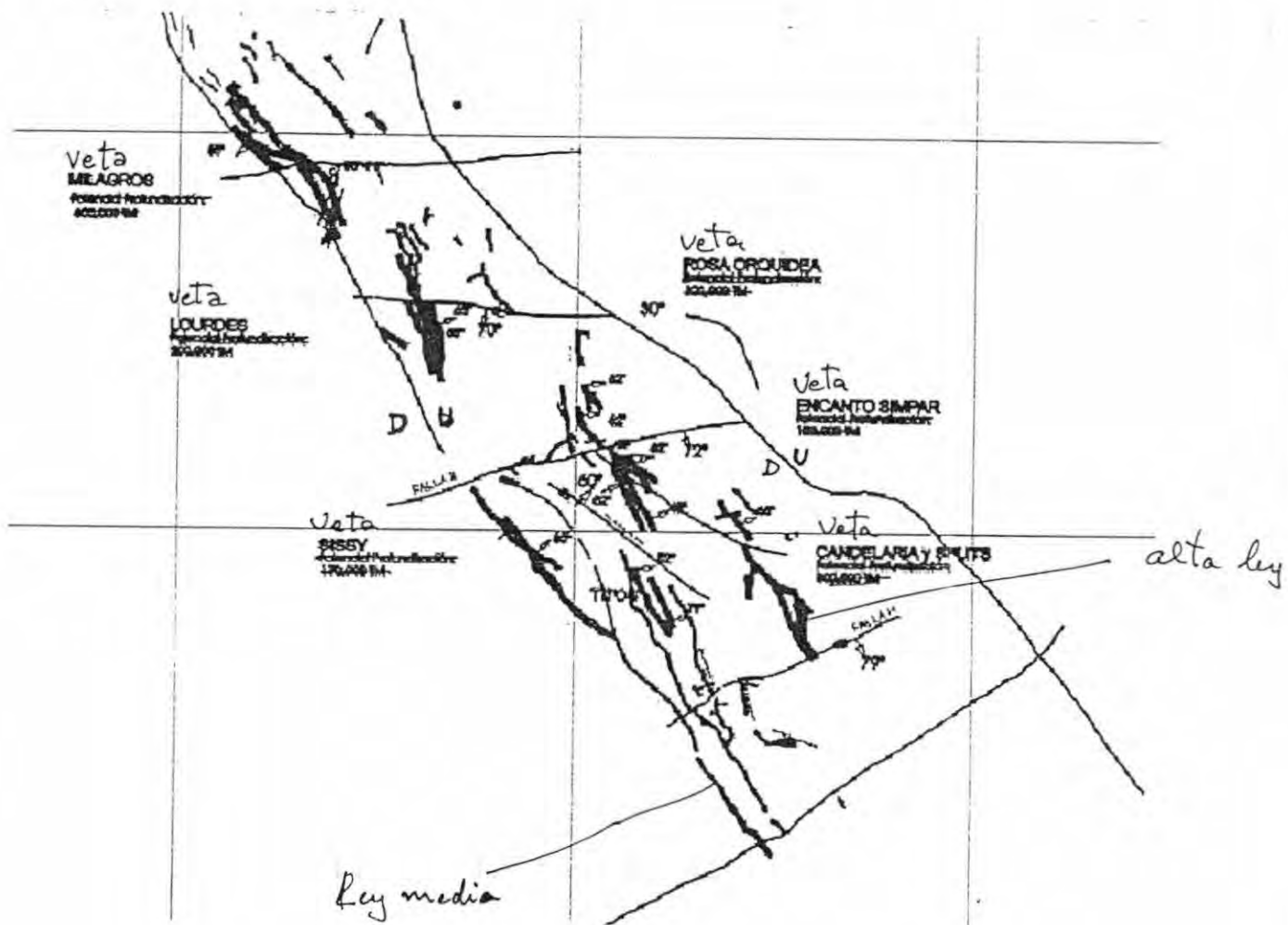


Figura 5.8 Mapa de vetas del área de Retamas, mostrando la ubicación de cuerpos de leyes altas y moderadas. (tomado de Nelson, 2003).

Dentro del contexto regional, se considera que las vetas de cuarzo se emplazaron en zonas de distensión relacionadas a sistemas de fallamiento de rumbo generados por regímenes compresivos-transtensivos. Rivera (1992) en sus estudios en la mina Poderosa afirma que existe una fuerte relación entre las fallas y la mineralización.

Estudios efectuados en el sector de Retamas por Nelson (2003), señalan que las vetas auríferas están asociadas a fallas inversas dextrorsas, fallas transversales y fracturas de extensión principalmente asociadas al Batolito de Pataz. El mismo autor afirma además que la mayoría de las vetas en el distrito de Retamas se formaron en zonas de cizalla con rumbo NNO y buzamiento al Este. Esta característica fundamental reflejaría la influencia de un control estructural por el Complejo del Marañon (foliaciones y fallas pre-existentes).

En el distrito de Pataz, las vetas ocupan estructuras de segundo y tercer orden y se encuentran principalmente en zonas de cizalla de rumbo N a NO, luego en fracturas de extensión subhorizontales, concordantes con la estratificación de rocas metasedimentarias y algunas veces en fallas regionales que tienen aproximadamente una orientación E -O (Haeberlin, 2002). Se consideran relacionados con el lineamiento determinado por fallas regionales de rumbo NNO ubicadas al oeste y que son consideradas por Haeberlin como la expresión superficial de un lineamiento antiguo, posiblemente una sutura paleozoica que fue reactivada durante eventos tectónicos subsecuentes y que sirvió como conducto para los fluidos hidrotermales que trajeron la mineralización de oro.

El arreglo de las estructuras mineralizadas corresponde a eventos anteriores a la mineralización que considerada del Carbonífero superior. Ha sido modificado por, eventos tectónicos andinos ocurridos durante el meso-cenozoico, que han reactivado y deformado las estructuras antiguas.

5.7 Interpretación de la Deformación

Examinando el grado de la deformación y metamorfismo de las rocas que se encuentran en la zona del Batolito Gollón - Buldibuyo; se puede distinguir claramente tres unidades con deformación característica y distintiva:

- Unidades del Neoproterozoico? y Paleozoico inferior metamorfasadas y con deformación plástica - blástica.
- Unidades del Paleozoico superior - Triásico inferior con deformación frágil moderada a débil (fallas).
- Unidades meso - cenozoicas con deformación plástica y frágil (pliegues y fallas en grado moderado).

Se puede interpretar procesos de deformación intensiva que metamorfizaron secuencias pelíticas y secuencias volcánico sedimentarias cortadas por cuerpos plutónicos, durante el Cambriano - Ordoviciano inferior llegando hasta el metamorfismo de tipo esquistos verdes a anfibolita y deformación plástica en el durante el Ordoviciano superior - Siluriano.

En cambio las unidades del Paleozoico superior (Formación Tres Lagunas, Grupo Ambo, Formación Lavasen, Grupos Copacabana y Mitu), se encuentran formando algunos pliegues abiertos de poca extensión y homoclinales, aunque sus afloramientos se encuentran en altitudes diversas, desde el Valle del Marañon (1000 msnm) hasta la Cordillera Oriental (4000 msnm). Estas dos unidades reflejan procesos de deformación en bloques que implican el ascenso y descenso de bloques del Basamento metamórfico. Por otra parte la cobertura de rocas mesozoicas aparentemente tienen mayor grado de plegamiento y fallamiento inverso relacionado a tectónica de cobertura con predominio

de esfuerzos dirigidos que ocasionaron apilamiento contra un macizo más rígido, en el caso de la zona imbricada de Wilson y Reyes. Estos esfuerzos han ocasionado que bloques de rocas paleozoicas y más antiguas estén yuxtapuestas con rocas mesozoicas a causa de fallas inversas.

5.7.1 Análisis estructural

El análisis estructural se dificulta debido a las múltiples fases de deformación y reactivaciones, sin embargo V. Lipa (2006) destaca las siguientes características:

La esquistocidad es acompañada por el bandeamiento composicional, penetrativo en todas las rocas metamórficas. En las rocas gneíscas que se encuentran entre las localidades de Pircapampa y Tuen se notan dos fases de deformación D1 y D2 asociadas a las esquistosidades S1 y S2 con desarrollo de micropliegues tipo "Z" que indican transporte tectónico hacia el SO, esto se puede interpretar como un régimen compresivo de dirección NE-SO o E-O y transporte tectónico hacia el SO, Figuras 5.9

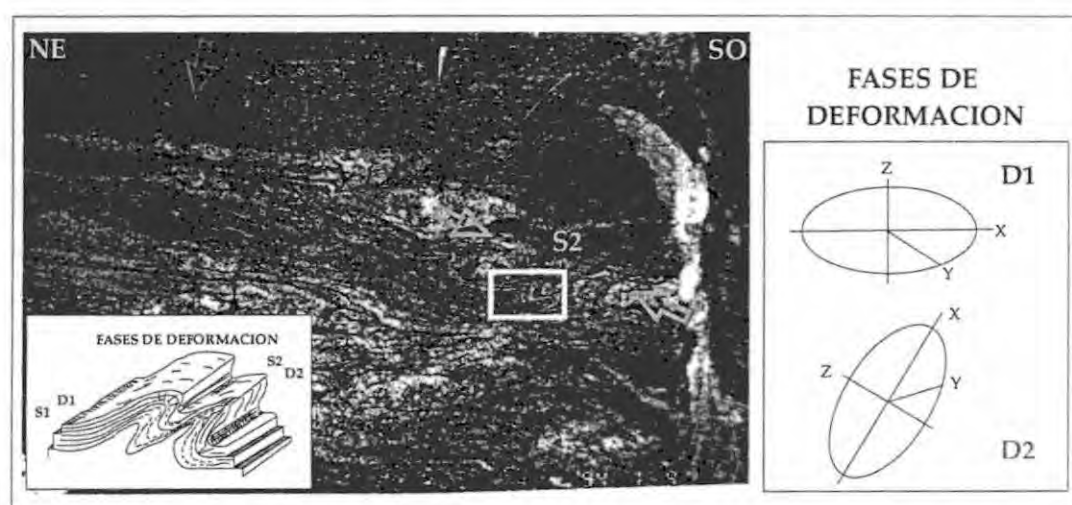


Figura 5.9 Micropliegues en gneises del Complejo del Marañón, próximos a Tuen

El sistema principal de fallas tiene orientación general NNO-SSE. Mientras que las fallas transversales E-O serían posteriores a las cizallas longitudinales NO-SE, y afectan a las estructuras mineralizadas con desplazamiento sinistro (Vidal *et al.*, 1995). Aunque algunas de estas fallas contienen mineralización (Haerberlin, *et al.* (2002).

Las estructuras reconocidas en rocas mesozoicas tienen direcciones NNO – SSE e indican movimientos de falla tipo inverso evidenciando transporte tectónico hacia el NE y vinculado a esfuerzos compresivos andinos.

La mayoría de los planos de falla en rocas meso – cenozoicas, corresponden también a la traza de fallas antiguas y tienen estrías subhorizontales; se les consideran relacionadas a regímenes compresivos y transcurrentes, que afectaron a estructuras paleozoicas reactivándoles durante el Cenozoico.

El esfuerzo compresivo NE-SO, durante el Cenozoico desarrolló un frente de deformación, caracterizado por la imbricación sucesiva con desplazamiento al NE, formando apilamientos que representan un transporte tectónico en esa dirección. Estas deformaciones están asociadas a eventos tectónicos andinos y probablemente a la fase mio- pliocénica, responsable de la arquitectura actual presente.

Las representaciones gráficas de las estructuras evaluadas, en general, destacan eventos de deformación distintos; un primer evento que caracteriza movimientos transcurrentes

relacionados posiblemente a reactivaciones de estructuras paleozoicas y un segundo evento asociado a movimientos inversos. La mayoría de dichos eventos estarían relacionados a la tectónica Andina.



Figura 5.10 Imagen de satélite mostrando la disposición estructural del Batolito de Gollón -Buldibuyo en relación al sistema de fallas principales.

5.7.2 Distribución de los estados de esfuerzos

En esta parte de la Cordillera Oriental, los terrenos neoproterozoicos, paleozoicos y mesozoicos se encuentran afectados por una deformación frágil bien desarrollada, que abarca una gran extensión..

Las deformaciones observadas fueron traducidas en movimientos inversos y de rumbo, como resultado talvez de procesos de reactivación o ser herencia tectónica de fallas de rumbo ó de grandes fallas normales iniciales de edad paleozoica (Sánchez, 1991). Otra condicionante del patrón estructural es la respuesta diferente frente a los esfuerzos, especialmente de rocas del basamento metamórfico y del Batolito Gollón – Buldibuyo, cuyas características reológicas son notoriamente diferentes de las rocas metasedimentarias, sedimentarias y volcánicas.

Tanto en el sector norte como en el sur, las deformaciones correspondientes a rocas paleozoicas, evidencian un tensor principal σ_1 con dirección NO-SE y σ_3 con dirección NE-SO ambos subhorizontales y σ_2 subvertical; esta disposición de los paleotensores denotan *fallamiento transcurrente*.

En cambio las rocas cretácicas muestran una distribución del σ_1 con dirección NE-SO, σ_2 de dirección NO-SE ambos subhorizontales y σ_3 subvertical; relacionados a *fallamientos inversos*.

El segundo estado de esfuerzos relacionado al Batolito de Pataz, muestra un tensor principal compresivo σ_1 de dirección NE-SO y σ_2 de dirección NO-SE ambos subhorizontales y σ_3 subvertical; esta disposición de tensores muestran *fallamientos inversos*. Lo cual refleja la deformación andina afectando al Batolito Carbonífero.

Un tercer estado de esfuerzos relacionado a las rocas del Cretácico inferior, muestran esfuerzos compresivos con un tensor principal σ_1 de dirección NO-SE y σ_3 con dirección NE-SO ambos subhorizontales y σ_2 subvertical; esta disposición se vincula a *movimientos transcurrentes* que se habrían dado durante el meso-cenozoico en relación a la reactivación de fallas antiguas.

A partir de la disposición de los tensores obtenidos se distinguen en general dos eventos (figura 3.11) de deformación:

- Un primer evento posiblemente Paleozoico, relacionado a movimientos compresivos - transtensivos, como se ha observado en rocas de las formaciones Tres Lagunas, Macno y el Batolito Gollón – Buldibuyo.
- Un segundo evento Cenozoico (Fases Inca y Quechua?), relacionado a movimientos compresivos-transpresivos registrado en estructuras presentes en rocas del Grupo Goyllarisquizga, formaciones Chulec-Pariatambo.

La etapa de deformación que generó el plegamiento e imbricaciones de las rocas meso-cenozoicas corresponderían posiblemente a la fase Quechua, caracterizada por un estado de esfuerzo compresivo (Wilson & Reyes, 1964, López, 1997).

No obstante, se considera que “dos eventos” s

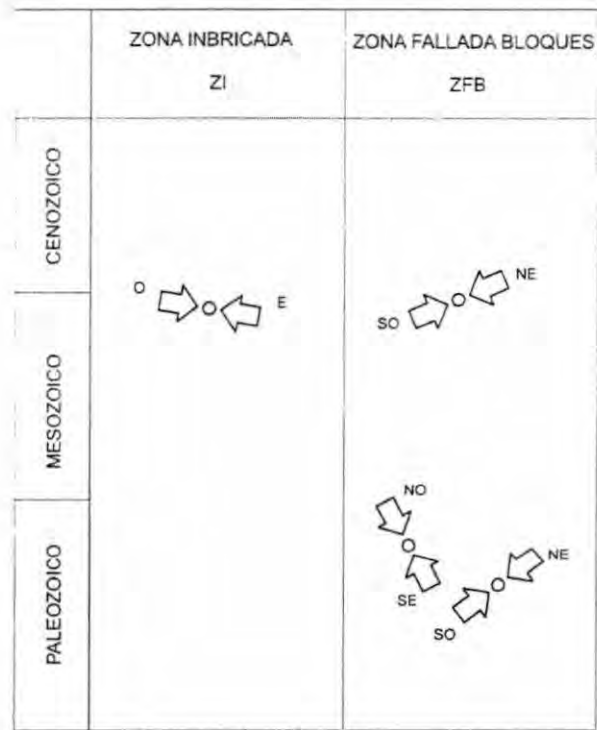


Figura 5.11 Esquema de la cronología y direcciones de los regímenes tectónicos a partir de los datos obtenidos.

6. MINERALIZACIÓN

6.1 Introducción

A lo largo de la Cordillera Oriental en el norte peruano se conoce la presencia de vetas de cuarzo auríferas que se han explotado desde la segunda mitad del siglo XVIII de acuerdo con reportes escritos; aunque los estudios históricos indican su descubrimiento desde tiempo de los Incas o aún antes (Haeberlin, 2002). La provincia aurífera de Pataz (ubicada entre 7° 20' – 8° 10' de latitud Sur y 77° 20' - 77° 50' longitud Oeste) es conocida desde Los Incas y cubre una región de 160 km de largo y 1 a 3 km de ancho; se extiende primero a lo largo del flanco derecho del Valle del Marañón desde Bolívar a Pataz (Schreiber, 1989, Schreiber et. al. 1990a, Haeberlin et. al. 1999, 2000), luego con rumbo al SE a los distritos de Parcoy y Buldibuyo (Vidal et. al. 1995, Macfarlane et. al. 1999). La mineralización principal de oro se encuentra en vetas de cuarzo con pirita aurífera, emplazadas en el Batolito Gollón - Buldibuyo (Carbonífero inferior), constituido por rocas graníticas (granodioritas y dioritas), así como también en las filitas y rocas metasedimentarias del Complejo del Marañón.

En la secuencia de calizas del Grupo Pucará (Triásico superior – Jurásico inferior), expuesta mayormente hacia el este del Valle del Marañón se encuentran evidencias de mineralización polimetálica posterior a las vetas de cuarzo y oro.

En los últimos 100 años más de 16 minas subterráneas distribuidas a lo largo de toda la provincia, han producido un total de 6 millones de onzas de oro, mayormente desde 1925 a 1960 y desde 1980 en adelante. En el 2000 la producción de la provincia alcanzó 380,000 onzas, lo cual representa aprox. el 9 % del oro producido en el Perú. Las leyes en los clavos mineralizados que se han minado varían entre 7 a 15 gr/t Au y localmente alcanza 120 gr/t Au. Las reservas de oro son estimadas al menos en 40 millones de onzas para la provincia, Haeberlin, 2002. Actualmente operan en la región tres compañías mineras medianas y un buen número de mineros informales.

En la faja aurífera existen numerosos sistemas de vetas con cuarzo y pirita aurífera emplazados en granodioritas y tonalitas que intruyeron al Complejo Marañón. Los sistemas vetiformes alcanzan hasta 9 metros de grosor, siendo el promedio 2 metros. La asociación principal es cuarzo-pirita, y arsenopirita argentífera, con corridas hasta 1000 metros.

El Batolito Gollón – Buldibuyo, constituye el extremo septentrional de un conjunto mayor de cuerpos plutónicos que de acuerdo con el Mapa Geológico del Perú a escala 1:1000000 (INGEMMET 1999) se extiende casi de modo continuo hacia el sureste conformando el Batolito de la Cordillera Oriental. Sin embargo, se conoce poco de la mineralización a lo largo de tal extensión.

Desde el siglo pasado se han hecho investigaciones de la mineralización en la zona de Pataz – Buldibuyo. Las publicaciones han documentado las características de la mineralización aurífera, su distribución y el contexto geológico local, desde Tarnawiecki, C., (1929), Bellido, E. y De Montreuil, L., (1972), Argüelles, V., y Vidal, C., (1982), etc., en 1990, Schreiber D., L. Fontboté, and D. Lochmann. En el año 2002, Yves Haeberlin aporta nuevas dataciones Ar^{40} - Ar^{39} de las rocas del batolito de Pataz al cual le asignan edades de 328 y 329 Ma. y de la mineralización 314-312 Ma. Además, ha hecho estudios de los isótopos estables de O, C, S y de Pb, Sr para interpretar las características de los fluidos mineralizantes y su origen, concluye que no hubo relación genética entre las vetas de oro y los plutones relativamente someros del Batolito de Pataz.

Las estructuras mineralizadas, existentes se han registrado en un mapa de ocurrencias, considerando además la información publicada; estableciendo su relación con la estructura regional y las rocas hospedantes. Los resultados se han reunido en un mapa de distribución de

6. MINERALIZACIÓN

6.1 Introducción

6.2 Marco Geológico

6.3 Tipos de Depósitos

6.3.1 Vetas en rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo

6.3.1.1 Mineralogía de las vetas

6.3.1.2 Composición química de las vetas

6.3.1.3 Inclusiones Fluídas de las vetas

6.3.1.4 Alteración Hidrotermal

6.3.1.5 Edad de la Mineralización

6.3.2 Vetas en el Complejo del Maraón y Rocas metasedimentarias

6.3.3 Vetas en Rocas Volcánicas

6.3.4 Depósitos de reemplazamiento

6.4 Metalogénesis

6.4.1 Marco Geotectónico de la Mineralización

6.4.1.1 Magmatismo Suprasubducción

6.4.1.2 Estructuras Mayores

6.4.1.3 Regimen de Tectónica de Placas

6.4.2 Magmatismo y Mineralización

6.4.2.1 Fluidos Mineralizantes

6.4.2.2 Inclusiones fluídas

6.4.3 Franjas Metalogenicas

6.4.3.1 Franja metalogénica del Carbonífero a Triásico inferior

6.4.3.2 Franja metalogénica del Jurásico a Cretáceo?

6.4.3.3 Franja metalogénica del Cenozoico

6.4.4 Mapa Metalogénico

ocurrencias mineralizadas para luego establecer la relación con las rocas de caja y los rasgos geológicos regionales. El objetivo es establecer la relación de la mineralización con las rocas graníticas del Batolito Gollón – Buldibuyo tanto en el espacio como en el tiempo, así como determinar la distribución de las estructuras mineralizadas respecto del Batolito, al Complejo del Marañón, las rocas paleozoicas y con relación a la estructuras regionales.

6.2 Marco Geológico

La mineralización asociada con el Batolito Gollón – Buldibuyo esta localizada en su mayor parte al este del río Marañón, entre las localidades de Santo Tomás en el departamento de Amazonas y Buldibuyo en La Libertad (figura), comprende parte de la Cordillera Oriental y su flanco. En esta parte las unidades estratigráficas del Neoproterozoico y Paleozoico son: el Complejo del Marañón, la Formación Contaya, Grupo Ambo, Formación Lavasen, Grupo Copacabana, Grupo Mítu, los grupos Pucará del Triásico – Jurásico y Goyllarisquizga del Cretáceo inferior, las formaciones Inca, Chulec, Pariatambo del Cretáceo inferior, el Grupo Pulluicana, la Formación Celendín del Cretáceo superior y las capas rojas de la Formación Chota del Cretáceo superior – Paleógeno.

En el área los estratos pre-ordovicianos conforman macizos considerados del Neoproterozoico y Cambriano-Ordoviciano inferior?, que comprenden las unidades siguientes: a) un basamento de paragneis y paraesquistos polideformados, b) una secuencia esquistos grises y filitas verdosas que incluyen metavolcánicos andesítico – basálticos, descritas en conjunto como el *Complejo del Marañón*, c) areniscas consideradas del Cambriano superior- Ordoviciano inferior, que se ha denominado *Formación Macno* luego se tiene una secuencia pelítica algo pizarrosa, considerada como la *Formación Contaya* con restos de graptolites del Ordoviciano. La cobertura del Paleozoico inferior fue deformada débilmente durante una fase de colisión NO-SE, posiblemente durante el Ordoviciano tardío – Siluriano temprano, y luego durante el Devoniano tardío por una compresión NE-SO (Fase Eoherciniana).

Al oeste la Cordillera Oriental esta limitada por la depresión del Marañón que tiene una dirección NNO, en este flanco se ubican secuencias permocarboníferas y afloramientos delgados de unidades mesozoicas que sobreyacen a las metamorfitas del Complejo del Marañón. Las unidades Permo-Carboníferas son: a) el *Grupo Ambo* que consiste de depósitos continentales del Misisipiano con lavas almohadilladas basálticas e intercalaciones de placlitos gabroides, (b) una secuencia de calizas de plataforma carbonatada del Pensilvaniano – Permiano inferior registrada como el *Grupo Copacabana*, y (c) las areniscas, conglomerados y lodolitas rojas, continentales del Grupo Mítu del Permiano superior Triásico inferior.

Sobre los cuales yacen las rocas calcáreas del *Grupo Pucará* del Triásico superior – Jurásico inferior, la secuencia silicica clástica del *Grupo Goyllarisquizga* del Cretáceo inferior y las calizas de las formaciones *Inca*, *Chulec*, *Pariatambo*, grupos *Pulluicana* y *Quilquiñan*, que le sobreyacen. Estas unidades conforman la cobertura mesozoica mejor desarrollada en la cuenca occidental andina que se dispone mayormente en posición adyacente al oeste de la Cordillera Oriental.

El Batolito Gollón – Callangate hospeda la mayoría de las vetas de cuarzo oro y también los depósitos más importantes. Es un conjunto de cuerpos plutónicos o complejos plutónicos granodioríticos y monzograníticos distribuidos a lo largo de un alineamiento NO – SE emplazados en rocas del Complejo del Marañón, en unidades paleozoicas hasta el Carbonífero inferior. Entre las rocas plutónicas se identifican como componentes precursores a gabros dioritas, luego tonalita – granodioritas y finalmente granitos. Como etapas intrusivas menores existen diques graníticos, aplíticos que cortan a las rocas plutónicas que anteceden, además son comunes diques oscuros tipo gabroides y afaníticos tipo diabasas, andesitas.

Los cuerpos graníticos mayores se ubican en una zona estructural caracterizada por la presencia del substrato metamórfico y fallas subverticales de recorrido regional, dirección NO –SE. Las dataciones obtenidas en rocas plutónicas indican edades de emplazamiento entre 345 a 326 Ma; aunque, se han registrado valores hasta de 300 Ma, en granitos.

Las estructuras predominantes son fallas, que regionalmente tienen un rumbo andino NO-SE, con variaciones a NNO – SSE, en tanto que los pliegues son más evidentes en las secuencias mesozoicas. Las fallas de gran longitud tienen la orientación de la morfoestructura mayor que es la Cordillera Oriental y en muchos casos constituyen los límites de afloramiento de: los cuerpos graníticos, las estructuras mineralizadas y de las rocas volcánicas. Las fallas han puesto en contacto a los granitos con rocas paleozoicas, el Complejo del Marañón y también con rocas mesozoicas. Parecen haber controlado el emplazamiento del Batolito, el volcanismo y la circulación de fluidos. Las reactivaciones posteriores de las fallas antiguas, han puesto en contacto rocas de edades muy diferentes; en algunos casos involucran unidades del Paleozoico inferior - Neoproterozoico (Complejo del Marañón) que entran en contacto fallado con rocas mesozoicas; se puede interpretar movimientos normales, de rumbo y también inversos sobretodo relacionados a las últimas fases de la orogenia andina.

El Batolito Gollón – Buldibuyo y las vetas de cuarzo auríferas se encuentran en la zona de deformación frágil tipo fallas y bloques con evidencia de desplazamientos horizontales y cizallas de naturaleza normal asociados a regímenes distensivos (Lipa V. Capítulo 5).

6.3 Tipos de Depósitos

Existen ocurrencias y depósitos minerales tipo: vetas de cuarzo en rocas graníticas, vetas en el Complejo del Marañón y en rocas metasedimentarias, y vetas en rocas volcánicas. Además se han reconocido ocurrencias minerales como depósitos de reemplazamiento tipo diseminación y vetas en calizas y rocas volcánicas de la Formación Lavasen, grupos Copacabana y Mitu. Además, en las unidades sedimentarias e ígneas más jóvenes que el Batolito Gollón – Buldibuyo, se encuentran depósitos tipo vetas, manto, diseminaciones e incluso se sugieren algunos epitermales (Angeles, 1994).

6.3.1 Vetas en rocas graníticas del Batolito Gollón - Buldibuyo

Las vetas de cuarzo auríferas están emplazadas en su mayor parte en las granodioritas y tonalitas, en los plutones de Gollón, Lavador, La Lima, Ariabamba y Parcoy. Estas vetas son más frecuentes en el sector occidental del Batolito hacia el contacto fallado con rocas del Complejo del Marañón. En el área de Pataz se observa que las vetas emplazadas en cuerpos intrusivos se prolongan a la roca caja.

En general las vetas con mayor contenido de Au tienen dirección N – S a NO - SE y se inclinan al Este y Noreste con buzamientos de 70° a 30°, en el caso del sector oriental de Gollón pueden tener hasta 20° de inclinación al NE. La tendencia es que disminuyen su inclinación hacia el centro del plutón.

Las vetas de cuarzo auríferas, mayormente tienen grosores que varían de algunos centímetros hasta dos metros, excepcionalmente pueden alcanzar hasta 9 metros de grosor, en relación con cambios de rumbo e inclinación; tienen variación en sentido longitudinal. Su largo y profundidad alcanzan ocasionalmente hasta dos kilómetros. No se puede establecer un límite inferior para la mineralización aurífera, por ejemplo en Pataz las vetas están entre 1700 a 4200 msnm. En el Cerro Gigante las vetas afloran a 4000 y en Retamas a 2700 msnm (Schreiber et. al. 1990). En el área de Gollón los afloramientos de vetas de cuarzo con Au se encuentran entre los 1200 a 3400 msnm (Sánchez, 2006).

Los estilos de mineralización tienen cierto control reológico por parte de las rocas plutónicas en las que se hospedan las vetas (Haberlin.2002), de acuerdo a la figura 6.

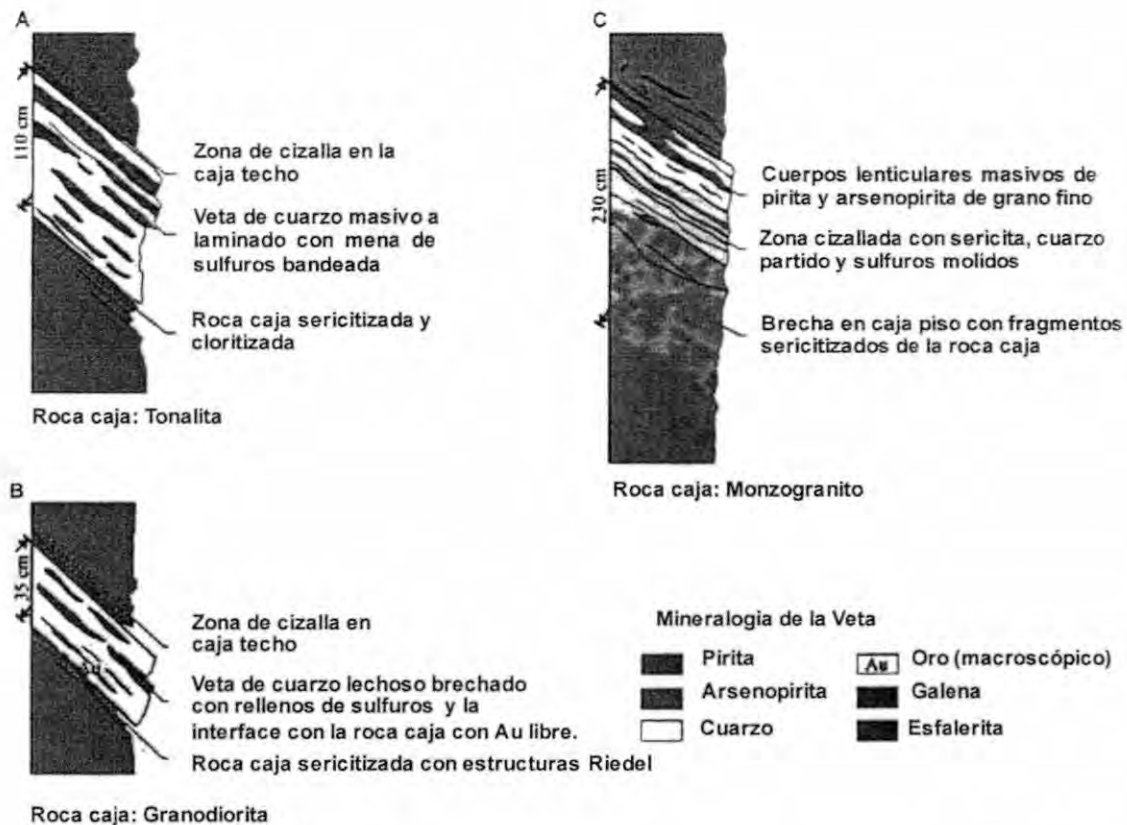


Figura 6. 1 Perfiles sección de vetas ilustrando acerca del control reológico de las diferentes unidades plutónicas sobre el estilo de mineralización*. Tomado de Haeberlin, 2002.

***(a)** Veta Mercedes (nivel 1735) en tonalita como roca caja, **(b)** Veta piso Pencas (nivel 1825) en granodiorite, **(c)** Veta Picaflor (nivel 2610) en monzogranito.

Los componentes más frecuentes en las vetas de cuarzo auríferas (figura 6.2) son:

- Cuarzo blanco masivo en bandas o lenticulares (cz)
- Cuarzo gris (cg) con pirita, oro, galena, y otros sulfuros como venillas dentro de cuarzo blanco que en otros casos aparece brechado.
- Zonas oxidadas con limonitas, hematitas, muscovita y remanentes de la roca caja (ox)
- Venas o venillas de calcita con cuarzo y óxidos (cac)
- Zonas cizalladas con material de roca y cuarzo molido con alteración sericítica (ci)
- Roca con alteración hidrotermal, puede estar fracturada (alt.)
- Roca caja sin mayor alteración (++)

Estos componentes tienen distribución irregular en las estructuras de las vetas de cuarzo, no obstante se puede reconocer que las zonas cizalladas generalmente se encuentran en los contactos con la roca caja y algunas veces en la parte central de la estructura, las zonas oxidadas yacen en los bordes y entre las bandas de cuarzo blanco, en algunos casos se observa alteración sericítica y clorítica en la roca caja.

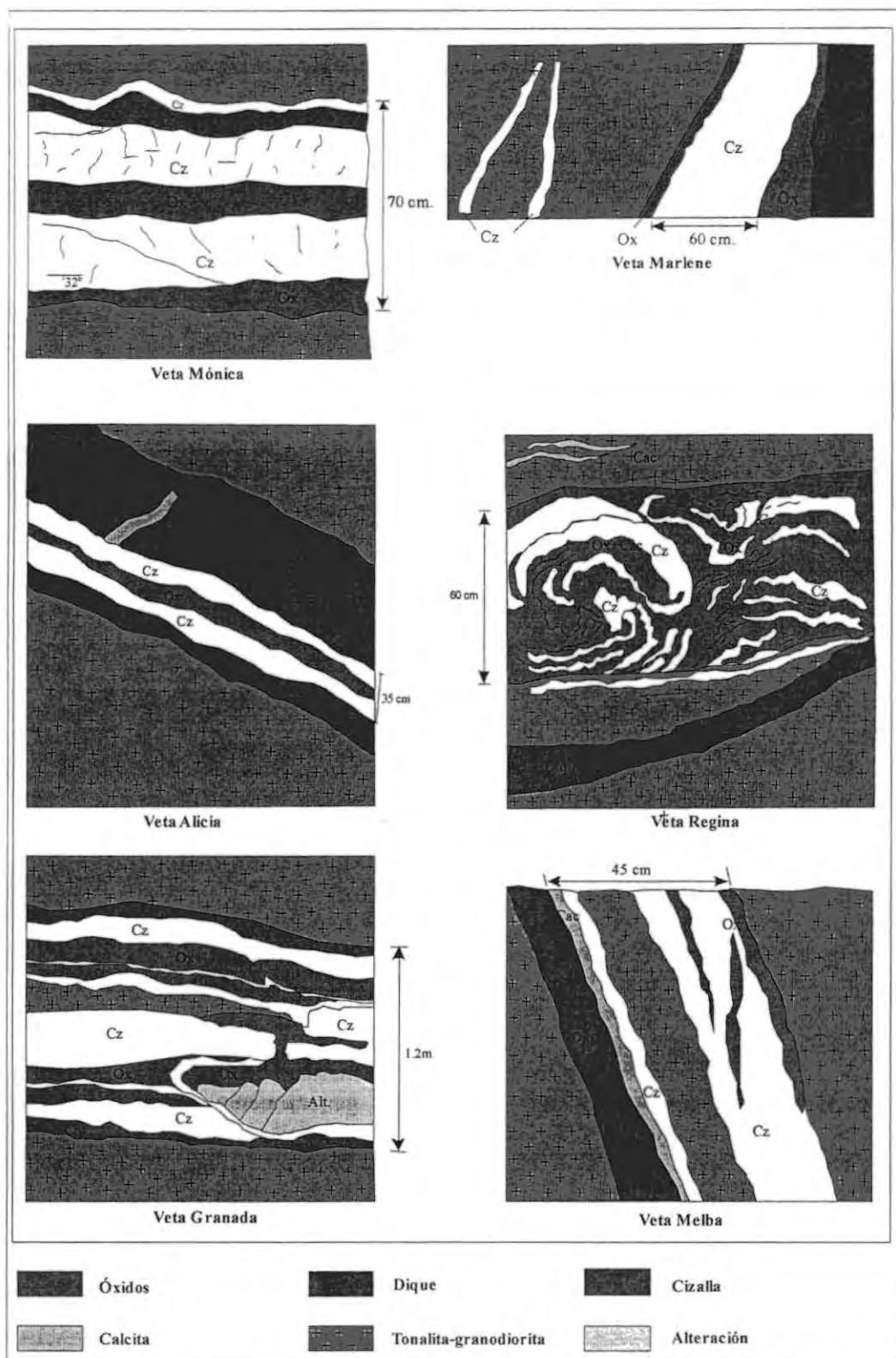


Figura 6.2 Estructura y componentes de alguna vetas del área de Gollón; ++ Tonalita, Diq= dique mafico, cz=cuarzo, Ox= óxidos, ci= material cizallado, cac= calcita, Alt= alteración hidrotermal. Tomad

6.3.1.1 Mineralogía de las vetas

En la totalidad de las vetas de cuarzo auríferas se reconocen tres secuencias paragenéticas uniformes a pesar de las diferencias locales en la composición mineral. En la zona de Pataz Schreiber et. al., (1990) distinguen dos etapas principales de sulfuros hipógenos y una etapa posterior a los sulfuros y zona de oxidación, que definen la siguiente asociación mineral: cuarzo, pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita, pirrotita, tetrahedrita, oro (Lámina 6.1); sericita, clorita, calcita, siderita y limonita.

La etapa I : formación de cuarzo lechoso con IF (Lámina 6.2 A), en cristales euhedrales gruesos; pirita en cristales idiomórficos de tamaño milimétrico es el sulfuro mas común que ha sufrido fuerte fracturamiento; arsenopirita en muchas venillas marca el fin de esta etapa.

La etapa II : soluciones hidrotermales depositan oro nativo y sulfuros. Galena, esfalerita, algo de calcopirita, oro nativo y electrum precipitan en pequeñas fracturas que atraviesan la pirita. Ocurre cierta recristalización de pirita y arsenopirita y formación de pequeños cristales idiomórficos al final.

Etapa post sulfuros : calcita y siderita junto con cuarzo en algunas venillas.

Haeberlin, 2002, distingue tres tipos de cuarzo: cuarzo lechoso que se formó en una *etapa temprana* y la *etapa I*, cuarzo gris azulado formado en el *etapa II* junto con la mayoría de sulfuros asociados con oro y electrum (Lámina 6.1) , y cuarzo blanco formado en una *etapa tardía* seguida de alteración *supérgena*.

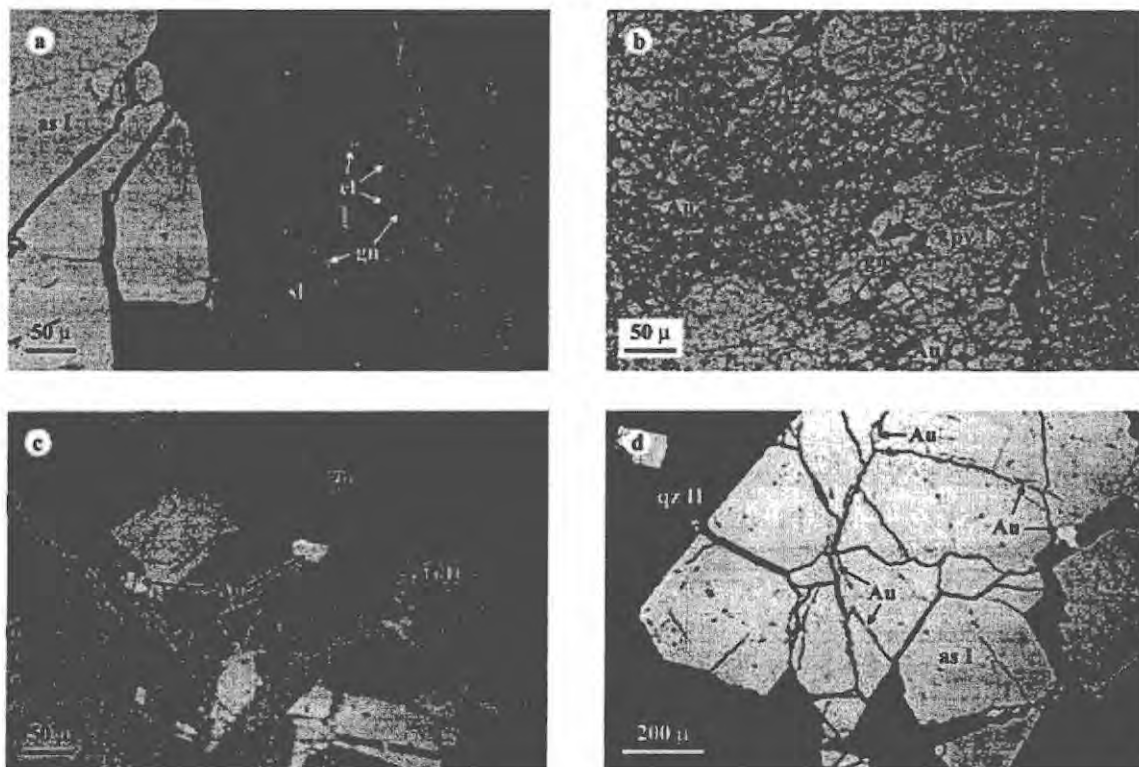


Lámina 6.1 Microfotografía que muestra la relación textural de oro y sulfuros de metales base en las menas de Pataz. Tomado de Haeberlin, 2003

*Abreviaciones: **as** = arsenopirita, **Au** = oro nativo, **el** = electrum, **gn** = galena, **py** = pirita, **qz** = cuarzo, **sl** = esfalerita. (a) Venilla de esfalerita con exsoluciones de calcopirita, galena, y electrum cortando arsenopirita y pirita de la etapa I (Veta Mercedes). (b) Galena y oro rellorando fracturas en pirita I fuertemente fracturada (Veta La Lima 2). (c) Cristal de galena con inclusiones contemporáneas de granos de oro y arsenopiritas pequeñas de la segunda etapa (Veta Mercedes). (d) Hilos de oro en las fracturas de arsenopirita I idiomórfica en una mena pobre en sulfuros (veta piso, Pencas).

Describe una asociación de pirita, arsenopirita, wolframita (La Lima y Parcoy), esfalerita, galena, calcopirita, pirrotita, freibergita, electrum, oro, jamesonita, hidróxidos de Fe, cuarzo lechoso, cuarzo gris azulado, cuarzo blanco, muscovita, clorita, ankerita, dolomita, calcita, esfena.

En las vetas del área de Gollón Sánchez, (2006), ha distinguido en la *etapa inicial o temprana*: rutilo y cuarzo lechoso, euhedral, y luego una secuencia similar a las descritas en Pataz, como resultado menciona la siguiente asociación de minerales: cuarzo lechoso (1), rutilo, pirita, esfalerita, cuarzo gris(2), calcopirita, galena, muscovita, cuarzo (3), oro y plata nativos, proustita, electrum y en la etapa posterior de alteración supérgena se formaron: covelita, pirolusita-polianita, hematitas-limonitas, hidróxidos de Mn, y carbonatos.

| Paragénesis | Temprana | Etapa I <i>Etapa Fe, As</i> | Etapa II <i>Etapa Pb, Zn, Au</i> | Tardía | Supérgena |
|-----------------------|----------|--------------------------------|-------------------------------------|--------|-----------|
| | | I | II | | |
| Pirita | | ██████████ | ██████████ | | |
| Arsenopirita | | ██████████ | ██████████ | | |
| Wolframita | — | | | | |
| Esfalerita | | | — | | |
| Galena | | | ██████████ | | |
| Calcopirita | | | — | | |
| Pirrotita | | | — | | |
| Freibergita | | | — | | |
| Proustita | | | — | | |
| Electrum | | | — | | |
| Oro | | | — | | |
| Jamesonita | | | — | | |
| Hidróxidos de Fe | I | | | | — |
| Cuarzo lechoso 1 | — | ██████████ | II | | |
| Cuarzo gris azulino 2 | | | ██████████ | | |
| Cuarzo blanco 3 | | | | III | — |
| Muscovita | | ██████████ | | | |
| Clorita | | — | | | |
| Ankerita | | — | | | II |
| Dolomita | | I | | | |
| Calcita | | | | | |
| Esfena | | | — | | |
| Pirolusita | | | | | — |
| Hidróxidos de Mn | | | | | — |

Figura 6.3 Secuencia paragenética de los minerales de mena, ganga y alteración en los depósitos de oro asociados con el Batolito Gollón – Buldibuyo. Modificado de Haerberlin, (2002), Schreiber et al. (1990).

El oro nativo y las partículas de electrum varían típicamente entre 1 y 300 μ , aunque en los clavos tipo bonanza el oro libre es visible a simple vista, sus formas frecuentes son granos e hilillos.

En la figura 6.3 se tiene la síntesis de la secuencia paragenética general de los minerales de mena, ganga y alteración, para la mineralización en vetas de cuarzo auríferas que se encuentran entre Gollón y Buldibuyo.

6.3.1.2 Composición química de las vetas

La distribución del oro en las vetas es irregular, las leyes de minado antiguamente eran de 20 gr/t en Parcoy y 30 gr/t en Pataz (Vidal et. al. 1995) y en la actualidad se trabajan leyes de 8 a 12 gr/t de Au; sin embargo se han encontrado clavos de 50 a 100 ppm en Parcoy, Pataz, El Tingo, La Lima y otras localidades (Schreiber et. al. 1990). En estructuras brechadas o cizalladas tipo tela de araña se han encontrado las leyes más altas de 30 – 120 gr/t de Au en Pataz (Haeberlin, et al. 2002), en Retamas se mencionan valores de 12 a 18 gr/t de Au (Nelson E., 2003). Resultados preliminares en algunas muestras de vetas del área de Gollón tienen contenidos de 1 a 4.6 g/t de Au.

De acuerdo con análisis de oro nativo y electrum en microsonda electrónica presentados por Schreiber, et. al., 1990, se tiene una razón Au/Ag bimodal; 5 a 14 en peso porcentual de Ag en muestras de oro nativo y 20 a 40 en peso porcentual de Ag en electrum. Los granos aislados de oro dentro de pirita muestran siempre razones Au/Ag iguales. Los contenidos de Cu varían de 0 a 0.3 en peso porcentual. No hay relación entre el contenido de Fe en esfalerita y el contenido de Ag en oro nativo o electrum. Según Schreiber et. al. (1990), los resultados analíticos muestran que la depositación económica de oro ocurrió solamente en una etapa con posterioridad a la mayoría del cuarzo, pirita y arsenopirita.

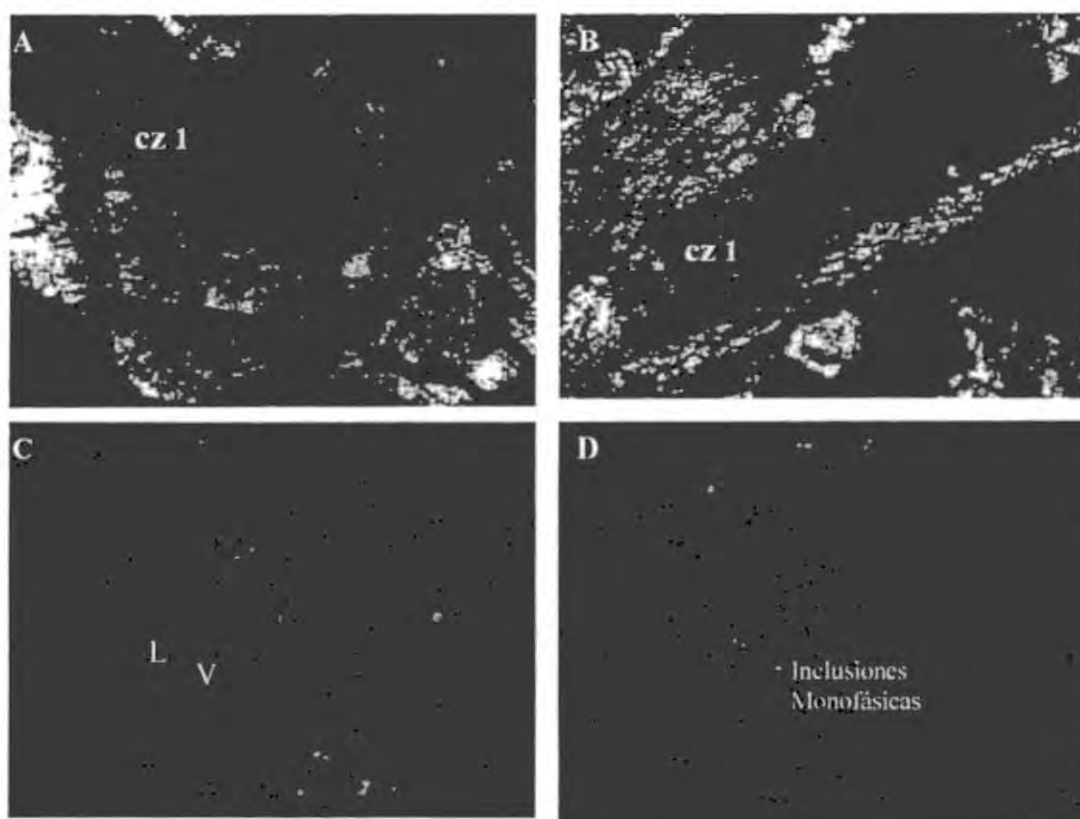
Las menas de las vetas de Pataz tienen asociaciones de elementos similares a las de Parcoy (Haeberlin, et. al. 2002), se caracterizan por leyes elevadas de Fe-As-Pb-Zn \pm Cu en peso porcentual y por Cd-Sb \pm Bi \pm Te \pm W en ppm, además de oro y plata. En las vetas de Gollón y Lavador en el sector norte se tienen concentraciones moderadas de Fe-As-Mn-Co; valores variables de Cu-Pb-Zn, y contenidos de 5 a 106 ppm de Ni y Cr.

A pesar del amplio rango de variación de las razones Au/Ag, el oro tiene una buena correlación lineal con la plata hasta los 20 ppm, pero sobre este nivel se tiene un patrón complejo que se explica por la existencia de oro y plata en tres minerales diferentes que son oro nativo, electrum y freibergita (Haeberlin, et. al. 2002). Estos autores indican que no hay ningún elemento, aún de la segunda etapa paragenética que sirva como indicador para cuantificar las leyes de oro en las menas; en cambio la plata presenta altos coeficientes de correlación con los metales de la segunda etapa.

6.3.1.3 Inclusiones Fluídas de las vetas

Los cuarzos de las vetas que contienen oro albergan una gran cantidad de inclusiones fluidas, las que en la mayoría de los casos son demasiado pequeñas para las mediciones microtermométricas (Schreiber, et. al. 1990). El rango de tamaño de las IF estudiadas varía entre 2 a 6 μ y excepcionalmente llegan a 20 μ o 30 μ ; además de las IF en cuarzo, Haeberlin, (2002), ha estudiado inclusiones fluídas en esfaleritas transparentes color marrón amarillento. Todas las inclusiones estudiadas son bifásicas (líquido y gas).

La cronología paragenética de las inclusiones fluidas se ha definido según los criterios establecidos por Roedder, (1984); así se distinguen inclusiones primarias, secundarias y pseudosecundarias.



- A** Cristal de cuarzo cz 1 con zonación de crecimiento marcado por IF primarias
Fotomicrografía LT, NX, obj. 10 X. Muestra TBT - 04 ,Lavador.
- B** Cuarzo cz 2 micro a criptocristalino relleno de microfracturas del cuarzo cz 1 de mayor granulometría. Microfotografía LT, NX, obj. 4X. TBT - 93 A. Santa Cruz norte de Balsas.
- C** Inclusiones fluidas primarias, bifásicas (L+V), en cristal de cuarzo, de tamaños entre 10 a 15 μ .
Fotomicrografía LT, N//, obj. 50X. muestra TBT - 04. Lavador
- D** Textura escobillón (Wispy) se observan inclusiones monofásicas, secundarias, alineadas
Microfotografía LT, N//, obj. 50X. Gollón TBT - 57 B, veta Antonia

Lámina 6.2 Tipos de cuarzo e inclusiones fluidas en las vetas de cuarzo auríferas del Batolito Gollón - Buldibuyo.

De acuerdo a la ubicación, morfología y composición química, Schreiber et. al. (1990, en el área de Patatz distingue las siguientes IF (figura 6.4):

- *etapa I* inclusiones primarias que ocupan de 5 a 40 % del volumen (Lámina 6.2 C), con punto de congelación entre -5° a -10° C que corresponde a salinidades medias entre 8 a 14 % de ClNa en peso porcentual. Las temperaturas de homogenización están entre 160° a 320° C.
- *etapa II* inclusiones primarias en cuarzo de *etapa II* e inclusiones secundarias cortando cuarzo de *etapa I* consiste de líquido con burbuja de gas entre 4 a 25 % del volumen, la salinidad total se incrementa de 7 a 20 % de ClNa, el rango de temperaturas de homogenización varía de 130° a 300° C.
- *etapa post sulfuros*, se trata de inclusiones secundarias alineadas en fracturas (Lámina 6.2 D) que cortan las *etapas I* y *II* y que tienen pequeñas burbujas de gas de 4 a 10 %




| | Etapa I | Etapa II | Post sulfuros |
|------------------------|---|---|---|
| Inclusión Típica |  |  |  |
| Tamaño (10^{-3} mm) | < 5 - 15 | < 5 - 15 | < 5 - 30 |
| Vol. % Gas | 7 - 40 | 4 - 25 | 4 - 10 |
| T_H (°C) | 160 - 320 | 130 - 320 | 90 - 140 |
| T_M (°C) | -5 - -10 | -4 - -40 | -2 - -30 |
| Sales | KCl + NaCl | KCl + NaCl - NaCl + CaCl ₂ etc. | NaCl ± MgCl ₂ ± CaCl ₂ |

Figura 6.4 Morfología y características principales de las inclusiones fluidas de cuarzos Relacionados a mineralización aurífera en la región de Pataz. Modificado de Schreiber et. al. 1990.

muestran una variación considerable de las salinidades, estas varían entre 3 a 10 % de ClNa y las temperaturas de homogenización entre 90° a 140° C.

Haeberlin, (2002), ha analizado además las IF de esfalerita transparente, marrón amarillento de las vetas de Papagayo, Consuelo, María Rosa entre Pataz – La Lima. Ha distinguido 3 conjuntos de IF cuyas características son:

- agregados irregulares de inclusiones de $H_2O-CO_2-ClNa \pm CH_4$ que ocurren solamente en cuarzo euhedral
- inclusiones pequeñas, esféricas de $H_2O- ClNa$ a lo largo de huellas dentro del cuarzo lechoso y en agrupaciones o aisladas en esfalerita
- inclusiones alargadas poligonales de $H_2O- ClNa-ClCa_2$ alineadas a lo largo de bandas de 10 a 40 μ de ancho que cortan el cuarzo y la esfalerita.

Según Haeberlin, 2002, estos tres conjuntos de inclusiones son comparables con aquellas descritas por Schreiber (1990), aunque existen dos discrepancias importantes que son:

- la presencia de un fluido carbónico en la etapa inicial, no descrita por Schreiber y
- la falta de evidencia acerca del atrapamiento de sales de ClK.

En los cuerpos plutónicos de Lavador y Gollón se tienen inclusiones primarias y secundarias bifásicas que tienen salinidades de ClNa entre 2 a 28 % y temperaturas de homogenización entre 160° a 330° C (Sánchez, 2006).

Los dos primeros conjuntos de inclusiones fluidas descritos por Schreiber y Haeberlin, así como las IF descritas por Sánchez, corresponden a la actividad hidrotermal asociada con la mineralización de oro, en tanto que la tercera es posterior a la formación de sulfuros, relacionada a la etapa supergénica.

En la figura 6.5 Haeberlin, (2002) distingue tres poblaciones de inclusiones fluidas de acuerdo con sus propiedades microtermométricas, comparando la temperatura de homogenización (T_H) en °C y las salinidades de cloruro de sodio obtenidas. En tal subdivisión encajan inclusiones fluidas del sector norte del área de Gollón, Lavador y Yunguilla reportadas por Sánchez, (2006).

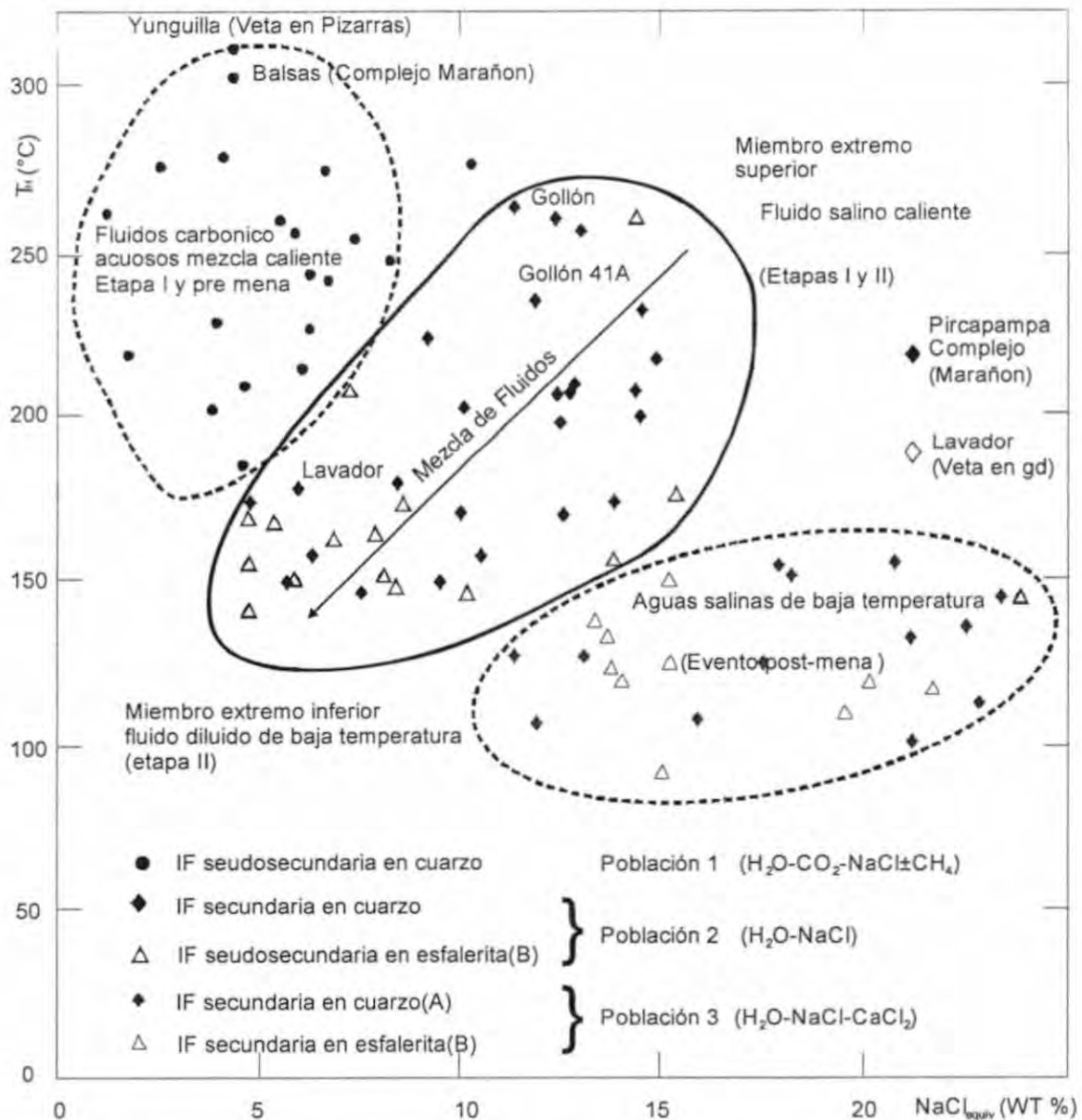


Figura 6.5 Propiedades microtermométricas de tres poblaciones de inclusiones fluidas en un diagrama binario que compara la temperatura de homogenización (T_H) en °C, versus salinidad $Cl_{Na_{equiv}}$ (wt %). Modificado de Haeberlin, 2002. Las mediciones han sido hechas en cuarzo lechoso y esfalerita marrón amarillenta transparente.

6.3.1.4 Alteración Hidrotermal

La alteración hidrotermal relacionada con la mineralización de oro en vetas de cuarzo es bastante uniforme a lo largo del Batolito Gollón – Buldibuyo, se caracteriza por una descoloración en la roca caja a modo de halo de alteración que alcanza algunos decímetros y ocasionalmente algunos metros de la veta. La asociación más frecuente que se observa en los bordes de las vetas consiste de sericita y/o muscovita con clorita, localmente se puede encontrar caolín, algunos cristales idiomórficos de pirita o arsenopirita y carbonatos; al alejarse del borde de la veta, la alteración cambia a una cloritización en menor grado, que

luego pasa a roca inalterada. Si bien se preservan las texturas de la roca granítica que constituye la caja, se nota una alteración fuerte de las plagioclasas a sericita (foto 6.) y cristales de mayor tamaño de muscovita, conservando aún la forma del cristal reemplazado. Los feldespatos dan lugar a arcillas, en algunos casos la mineralogía primaria es reemplazada por cuarzo recristalizado y un agregado de sericita/muscovita de grano fino que son cortados a veces por venillas de calcita. Al respecto Miranda, C., en la zona de Pataz, señala dos etapas de alteración de las cajas, la primera relacionada a la formación de minerales deutericos o por autosomatismo y la segunda por la infiltración de fluidos a lo largo de fracturas, menciona como fases de alteración más frecuentes: arcillas, clorita-epidota-calcita -pirita; sericita alunita, arcillas, epidota, cuarzo, feldespato, albita. Localmente, se nota variaciones en sentido longitudinal y transversal a la veta y también puede darse variaciones de una veta a otra (Miranda, C. informe interno).

La coexistencia de muscovita, clorita y cuarzo gris en microfracturas indica que su formación esta relacionada a precipitación durante la segunda etapa paragenética.

En las rocas alteradas se distingue sericita, illita, carbonatos, montmorillonita, phengita, cuarzo tardío, anhidrita. El cuarzo inicial (cz 1) es cruzado por microfracturas rellenas de agregados microcristalinos tardíos con cuarzo (cz 2) y óxidos (Lámina 6.2 B).

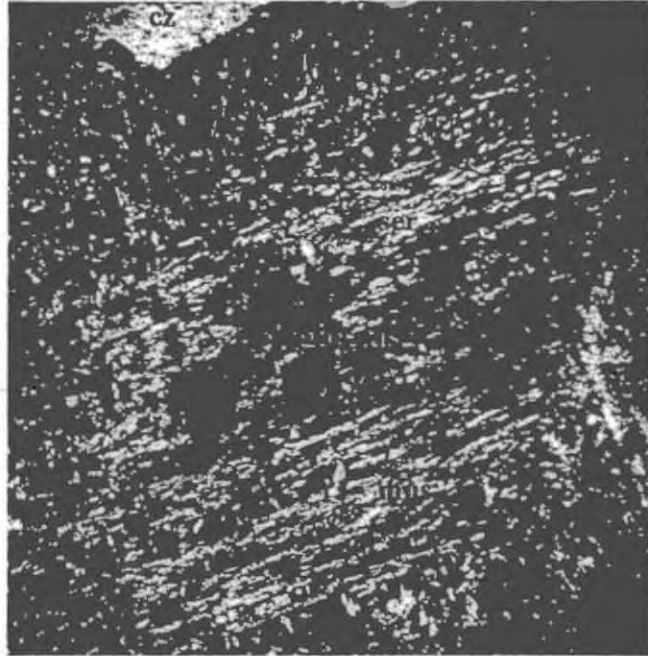
La alteración es diversa de acuerdo a la roca caja, menos notoria en rocas metasedimentarias y metamórficas, así en el caso de las filitas el borde de alteración suele estar deformado y muestra cloritización con algo de pirita, en cambio en las pizarras la alteración no es visible con excepción de un ligero cambio de color.

En el caso de las rocas volcánicas la alteración relacionada a soluciones hidrotermales es más extensa, sin embargo no se puede afirmar que estas alteraciones estén relacionadas a procesos de mineralización aurífera, ya que no se han encontrado aún vetas de cuarzo con contenidos importantes de oro emplazados en las rocas volcánicas.

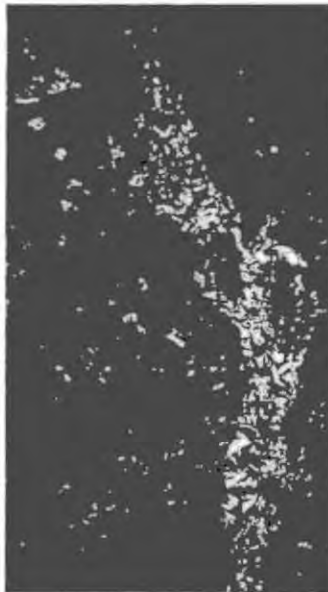
Cuando se dan condiciones de alteración supérgena los sulfuros son alterados a limonitas resultando un enriquecimiento residual en oro, en la zona de óxidos.



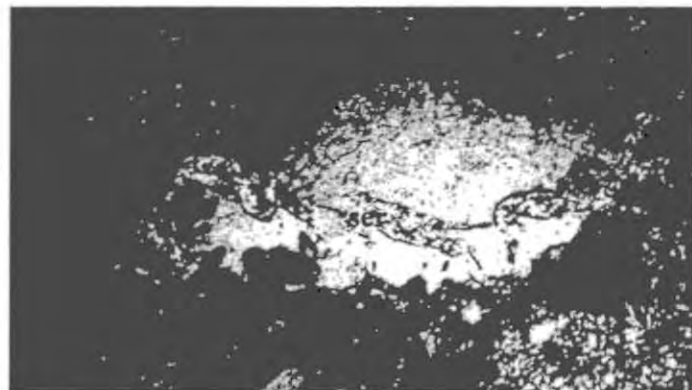
a) Plagioclase reemplazada por sericita (plutón Lavador)



b) Reemplazamiento de la plagioclase por sericita, muscovita, siguiendo las maclas y planos intracristalinos (plutón Parcoy – Soledad)



d) microfractura rellena con alunita, en rocas máficas Abra Barro Negro



c) Sericita siguiendo microfracturas tipo estilolita en plutón de Quebrada Pomachay, sector occidental Cerro Gigante

Lámina 6.3 Microfotos de la alteración hidrotermales en rocas relacionada con cuerpos vetiformes de cuarzo aurífero

6.3.1.5 Edad de la Mineralización

La mineralización de oro en vetas de cuarzo, que existe en la zona de estudio esta emplazada en unidades del Proterozoico, Paleozoico inferior y en rocas plutónicas del Batolito Gollón – Buldibuyo en su mayor parte; el cual es del Missisipiano inferior a medio según dataciones y posición estratigráfica.. No se observan vetas de cuarzo en el Grupo Mítu , ni en el Grupo Copacabana del Carbonífero superior – Permiano. Sin embargo se han encontrado algunas vetas de cuarzo muy delgadas en las rocas volcánicas de la Formación Lavasen en el camino

Chigualen a la laguna Pepina y en las inmediaciones de Condormarca asociadas con Cu y baritina que tienen contenidos muy bajos de oro.

De acuerdo a las relaciones de contacto observadas la mineralización asociada a vetas de cuarzo sería anterior al Grupo Mitu (PermoTriásico) y a las rocas calcáreas del Permo Carbonífero (Grupo Copacabana) y posterior a la tonalita– granodiorita Gollón – La Lima, Lavador, etc.

Según las relaciones estratigráficas observadas se le puede asignar una edad carbonífera probablemente del Missisipiano superior al Pensilvaniano medio. Ciertamente se requieren dataciones isotópicas de los minerales que conforman la mineralización o los minerales de alteración asociados, como son las muscovitas observadas tanto en Pataz, Gollón como en Lavador.

En los depósitos de Pataz Haerberlin et. al. 2002 considera como edad de la mineralización cifras de 314 – 312 millones de años obtenidos en base a dataciones Ar 40 /Ar 39 en muscovitas que se consideran como producto de alteración hidrotermal, asociada con la mineralización aurífera. Valor que sirve de referencia importante teniendo en consideración que las características entre Gollón y Pataz son similares.

La mineralización de oro en vetas de cuarzo se puede datar de manera indirecta, tomando en cuenta los minerales de alteración que se forman en relación con los eventos o procesos de mineralización; por ejemplo las sericitas y muscovitas que resultan de la alteración y que se pueden encontrar dentro de la veta o en las paredes de la misma.

Haerberlin, (2002) ha usado la técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las muscovitas que se consideran producto de la alteración en la zona de Pataz y Culebrillas, cuyos datos se presentan en la Tabla 6.1 y corresponden a 6 análisis de muscovitas en la roca caja, brechas en la mena y hornfels en el caso de rocas pelíticas.

Tabla 6.1 Análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de muscovitas hidrotermales Pataz – Culebrillas (modificado de Haerberlin, 2002)

| Nº de Muestra | Veta | Roca | Material analizado | Pasos Tº (C) | % de Ar Liberado | Edades Plateau (Ma ± 2σ) |
|---------------|-----------|---------------------------|--------------------|--------------|------------------|--------------------------|
| YLL 13 | La Lima 2 | granodiorita sericitizada | muscovita | 1000 - 1100 | 45.2 | 312.1 ± 0.8 |
| YNT 20 | Consuelo | brecha | fuchsita | 1000 - 1100 | 49.6 | 313.5 ± 1.4 |
| YNT 16 | Pencas p. | granodiorita sericitizada | muscovita | 1000 - 1100 | 33.7 | 314.1 ± 1.2 |
| YPP 13 | Mercedes | granodiorita sericitizada | muscovita | 1000 - 1100 | 51.2 | 304.9 ± 3.0 |
| YEX 21B | Picaflor | brecha | muscovita | 1000 - 1100 | 49.0 | 304.8 ± 1.4 |
| YLL 10 | La Lima 2 | pelita | muscovita | 1000 - 1100 | 42.9 | 287.5 ± 2.8 |

De acuerdo a ello los tres valores más antiguos de 314 – 312 Ma que se superponen según los márgenes de error 2σ, se interpretan como la edad de la alteración a muscovita y por extensión a la mineralización de oro en vetas. Las razones para tal interpretación según Haerberlin, 2002 son:

- La muscovita hidrotermal cristalizó con la paragénesis de la mena, debajo o cerca de la temperatura de retención de argón.
- Los espectros de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ son significativamente más jóvenes que la edad de enfriamiento de 322 Ma obtenida para una muscovita en aplita.
- Las micas analizadas no son una mezcla con las muscovitas magmáticas relícticas.
- Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se repiten para tres vetas diferentes en el distrito de Pataz.

Las edades de fusión total que consideran todos los pasos de calentamiento en el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no tienen significado geológico al igual que la datación K – Ar de 286 ± 6 obtenida por Vidal et. al. (1995) cerca de Parcoy.

Los valores $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos por Haerberlin, 2002 en las muscovitas asociadas con la mineralización de oro indican que esta tuvo lugar durante el Pensilvaniano inferior.

6.3.2 Vetas en el Complejo del Marañón y Rocas metasedimentarias

En el pasado se han explotado vetas de cuarzo aurífero en el Complejo del Marañón en Horabuena y El Reo, ambas vetas se encuentran en el bloque de rocas metamórficas que aflora al oeste de Santo Tomas, en el flanco oriental de la Cordillera. El bloque de rocas metamórficas está limitado por dos fallas regionales, la falla Lluy – Kuelap al este y la prolongación de la falla Barro Negro al oeste. Las vetas se encuentran próximas a la falla Barro Negro y tienen una separación de 6 km. entre sí, corresponden a estructuras de filones de dilatación formados en esquistos, que se presentan a modo de cuerpos irregulares en su grosor, a veces lenticulares. Siguen direcciones de N 40° O a N 45° O con inclinaciones entre 65° a 80° al NE, sus grosores son variables entre 20 a 80 cm al igual que su forma. Las estructuras mineralizadas son concordantes con la foliación o esquistosidad de las rocas del Complejo del Marañón, la cual forma ángulos de 20° a 25° con las falla Barro Negro. Estas vetas están emplazadas en esquistos micáceos y esquistos cuarzo mica, asociados con algunos diques máficos tipo diabasa a hornablendita.

Los resultados de dos análisis obtenidos de las muestras TBT79 y TBT80 tomadas en Horabuena y El Reo, respectivamente, han rendido valores de 3.51 y 13.9 g/t de Au, tienen contenidos de Ag, Cu, Pb, Zn relativamente altos en el caso de la muestra tomada en la mina El Reo. También se encuentra algunas vetas de cuarzo en la secuencia metasedimentaria de la Formación Macno al ENE del campamento San Andrés - MARSÁ, en Soquíán, etc.

En los alrededores de Patay y Zarumilla, existen vetas de cuarzo dentro de pelitas pizarrosas y asociados con algunas apófisis de intrusivos, tienen grosores entre 0.20 hasta 1.8 m, en algunos casos se ramifican en venas de algunos centímetros de grosor. Generalmente existente pirita dentro de cuarzo blanco y algunas limonitas. Las concentraciones de Au llegan hasta 20 g/t a decir de los mineros quienes trabajan éstas vetas de manera artesanal.

Entre Chalabamba Molinete y Shalcapata al sudeste de Yalen (Cuadrángulo de Bolívar) existen algunas vetas de cuarzo blanco que han sido trabajadas por mineros artesanales, emplazadas mayormente en sentido transversal a rocas pelíticas del Ordoviciano y rocas metasedimentarias y metavolcánicas de la Formación Macno. Estas vetas siguen direcciones N 20° a 40° al E y tienen inclinaciones entre 38° a 75° al SE. Otra estructura ubicada al oeste del río Chalabamba sigue una dirección N 60° O con inclinación de 60° a 70° al SO su trazo es discontinuo. Las estructuras con cuarzo blanco y alguna mineralización de Au, se encuentran en un bloque de rocas del paleozoico inferior limitado al este por la falla Molinete de dirección N 10° a 20° O e inclinación subvertical. Los resultados analíticos indican que se trata de una veta sin importancia económica. Sin embargo existen evidencias de su explotación en el pasado. x

Entre Cochorco y Soquíán, existen vetas de cuarzo lechozo con limonitas, tienen grosores hasta de 1 metro y en otros casos como ramificaciones de algunos centímetros, emplazadas en metapelitas gris oscuras y algunas metaareniscas; siguen direcciones NO – SE a N – S, subverticales. Algunos análisis practicados han rendido valores entre 0,1 a 18 g/t de Au, con valores destacables de Ag, Cu, Fe, Mn. (ver apéndice).

6.3.2 Vetas en Rocas Volcánicas

En la secuencia volcánica de la Formación Lavasen se han encontrado algunas vetas en el Abra Chanchillo, que han sido exploradas por 3 galerías cortas, las dos galerías al este del Abra muestran óxidos de cobre en superficie.

En la galería más occidental la veta contiene pirita en cristales pequeños, dentro del cuarzo blanco, sigue una dirección N – S y una inclinación 70° al oeste; su grosor es de 0.25 a 0.30 m, y la roca caja esta cloritizada. Otras veta de cuarzo siguen una dirección NO – SE, subverticales, sus grosores son menores de 0.25 m y contienen pirita, malaquita, azurita, están emplazadas dentro de rocas volcánicas vesiculares tipo andesitas basálticas. Los resultados indican hasta 2000 ppm de Cu y 5 % de Fe, sin contenidos de Au y Ag < 0.5.

Algunas vetas de cuarzo con indicios de cobre se observan en la secuencia volcánica de Lavasen y el Grupo Mítu entre Condormarca y Bambamarca, algunas de ellas con baritina tienen grosores hasta de 0.20 m, siguen una dirección E – O, con inclinación subvertical, se les observa en el camino Condormarca a Capellanía.

Al este del aeropuerto de Chagual se explotan algunas vetas en rocas volcánicas verdosas y conglomerados del Grupo Mítu, s los que se explotan en pequeñas labores de algunos metros. El oro esta asociado con cuarzo, óxidos y pirita que se encuentra a modo de bandas de 5 a 10 cm, las leyes están entre 8 a 10 g/t.

Al ESE del Campamento de Marsa, pasando la Laguna Blanca; en la parte alta se encuentra estructuras con abundantes venas entrecruzadas de cuarzo lechoso, así mismo, existen algunas vetas de cuarzo hacia el sudeste en dirección a la laguna Huascacocha, todas emplazadas en rocas volcánicas y cuerpos subvolcánicos. No se tiene información acerca de las concentraciones de sustancias metálicas.

Al noreste de la laguna Amarillas se encuentra un enjambre de vetas de cuarzo con grosores 0.05 a 0.5 m que tienen direcciones predominantes al NE (Lámina 6.4), dentro de rocas piroclásticas de la Formación Lavasen.

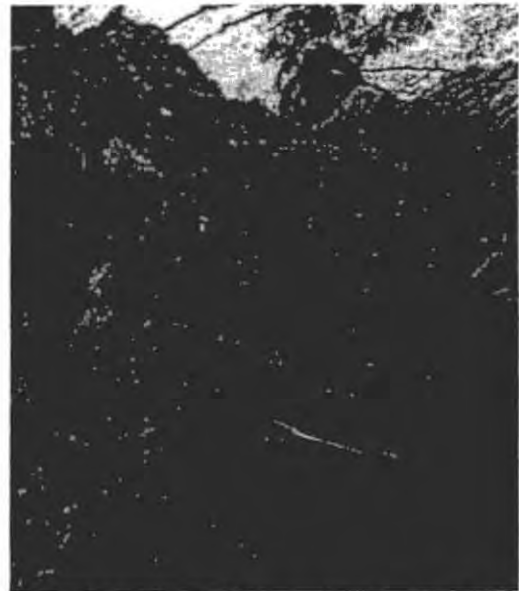
6.3.3 Depósitos de reemplazamiento

En algunas áreas adyacentes al Batolito Gollón – Buldibuyo, se encuentra mineralización de Au, en concentraciones de óxidos (limonitas, hematitas), vetas y vetillas dentro de rocas volcánicas y calcáreas que han sido afectadas por fallas regionales de dirección NO – SE; tal como el prospecto San Nicolás, ubicado en la margen izquierda del río Marañón 2.5 km al sudoeste de Vijus; otro prospecto con características similares es el de la quebrada Quilcha ubicado 5 km al norte del distrito de Sartimbamba. En ambos casos los componentes comunes además de su ubicación relacionada a fallas, son diseminaciones en vetillas, presencia de calizas (Skarn?), zonas de óxidos y algunas apófisis de rocas intrusivas graníticas. La mineralogía reportada consiste de pirita, calcopirita, y trazas de arsenopirita, pirrotita y magnetita en venillas y diseminados.

Las concentraciones de oro de acuerdo con la información verbal de los mineros artesanales son de 15 a 20 g/t, generalmente explotan óxidos.



Veta Granada en rocas graníticas, área de Gollón, viendo al NO.



Veta de cuarzo con óxidos en esquistos (El Reo)



Veta de cuarzo blanco en rocas piroclásticas de La Formación Lavasen, Lagunas amarillas (Juscusbamba).



Vetillas de cuarzo a modo de stockwork (Juscusbamba)

Lámina 6.4 Fotografías de algunas de cuarzo emplazados en rocas plutónicas, metamórficas, Volcánicas.

6.4 METALOGÉNESIS

6.4.1 Marco Geotectónico de la Mineralización

La metalogénesis de la Cordillera de Los Andes está determinada en general por el marco tectónico de ésta cadena montañosa, el que corresponde a un margen continental activo con subducción de corteza oceánica bajo el continente sudamericano. Aunque, la cadena andina tiene diferencias notables, desde los Andes Septentrionales en Colombia y Ecuador que tienen una historia de colisión, con acreción de terrenos alóctonos al borde Continental hasta los Andes Patagónicos donde existió el desarrollo de una cuenca marginal en el Jurásico y Cretáceo y un arco magmático estático (Maksaev, 2001). En cambio los Andes Centrales (02° a 45° sur) para el mismo periodo de tiempo son considerados como un ejemplo clásico de un orógeno "simple" desarrollado en un margen convergente de placas (Dewey y Bird, 1970; James, 1971), sin colisión o acreción de fragmentos continentales o terrenos exóticos, lo cual es más relevante para la metalogénesis.

La Cordillera de los Andes en general tiene un gran volumen de rocas ígneas resultante de la actividad magmática ocurrida a lo largo de su historia geológica, con ella están relacionados los depósitos metálicos; de los cuales, gran parte se atribuyen a procesos relacionados a la subducción, especialmente del Mesozoico al Cenozoico.

Sin embargo, la evolución geodinámica de los Andes Centrales durante el Paleozoico, no está del todo entendida. Se han hecho varias reconstrucciones dentro del marco geotectónico involucrando el cratón Laurentia, el supercontinente Gondwana, para explicar la presencia de las fajas orogénicas del Paleozoico inferior. Para el inicio del sistema montañoso de los Andes – Apalaches, se ha propuesto la colisión de dos entidades continentales mayores, que involucraron subducción, varias colisiones arco-continente, obducción de ofiolitas (Dalziel 1997). Jaillard et. al. (2000) considera que la proto margen andina en el norte del Perú permaneció como una margen activa desde el Ordoviciano al presente. En cambio Balburg & Hervé (1997), sugieren para el noroeste de Argentina y norte de Chile una margen pasiva durante el Devoniano que siguió al rifting Siluriano; asimismo consideran que la subducción se reanudó en el Carbonífero tardío, iniciando el ambiente tectónico de placas que permanece a la actualidad.

Haerberlin et. al. (2002), han subdividido la evolución de la Cordillera Oriental en cinco episodios sucesivos considerando un ambiente de tras arco en el Cambriano tardío y Ordoviciano, Colisión y resuturación del tras arco en el Ordoviciano tardío y Siluriano temprano, un ambiente de antepaís estable en el Siluriano tardío y Devoniano, un sistema de plutonismo relacionado a arco y contexto transtensional responsable de la formación de cuencas de extensión (Missisipiano y Pensilvaniano temprano) y un rifting durante el Pensilvaniano tardío al Triásico temprano.

En general se reconoce actividad magmática desde el Cambriano tardío y plutonismo del Paleozoico inferior a partir del Siluriano temprano, reportado en el complejo ígneo tectónico Camaná-Atico de 440 M.a., según dataciones Rb/Sr de Shackleton et.al., (1979) y el batolito granodiorítico post-tectónico de San Nicolás, con edades K/Ar de 440/430 M.a. reportadas por Pitcher (1974), Wilson P. (1975), y una isócrona Rb/Sr de 329 M.a., Shackleton et. al., (1979), ambos relacionados al Macizo de Arequipa.

Durante el Carbonífero inferior se emplazaron plutones post tectónicos de gran extensión, que se encuentran entre Junín (Perú Central) y Luya en Amazonas (Perú septentrional) el mayor volumen de cuerpos plutónicos son tipo post tectónico con edades agrupadas entre los 350 – 320 millones de años; además se han reportado cuerpos plutónicos de carácter sintectónico,

por ejemplo en el domo de Amparaes (Marocco, 1978) asociados con metamorfismo relacionado a deformación que ha generado una esquistosidad débil.

En el caso de la Cordillera Oriental del Perú septentrional se tiene volcanismo bimodal, plutonismo calco alcalino relacionado con mineralización aurífera en vetas de cuarzo el que se interpreta como resultante del proceso de subducción durante el Paleozoico superior. Estas rocas magmáticas están asociadas espacialmente con el basamento metamórfico.

Los afloramientos del basamento metamórfico así como las rocas paleozoicas sobreyacentes, en las que esta emplazado el Batolito Gollón – Buldibuyo, han soportado procesos, de levantamiento y hundimiento vinculados con fallas de dirección NNO mayormente subverticales que han controlado el movimiento de bloques de rocas proterozoicas y paleozoicas. Estas han sufrido movimientos transtensivos que se relacionan con la formación de cuencas sedimentarias y actividad magmática subsecuente. La sobreimposición de la tectónica andina esencialmente compresiva ha causado plegamiento, imbricación tectónica y la reactivación de fallas antiguas como fallas inversa de alto ángulo, así como algunas inflexiones de las estructuras condicionadas por los rasgos paleotectónicos y paleogeográficos de las rocas del basamento y del Paleozoico.

El magmatismo del meso - cenozoico ha tenido manifestaciones discretas en la Cordillera Oriental, mayormente a modo de cuerpos intrusivos y subvolcánicos que se localizan siguiendo alineamientos estructurales controlados por fallas regionales, los que en el caso de la Cuenca Occidental Peruana (Cajamarca y La Libertad) tienen relación con mineralización aurífera y polimetálica.

El ambiente tectónico en el que se encuentra la mineralización de oro de la Cordillera Oriental, puede considerarse como una zona de suprasubducción correspondiente a una corteza continental relacionada a una margen cordillerana o convergente; aunque con algunos elementos extraños como son volcanitas de signatura tipo MORB (Carrasco, capítulo 4), y algunos cuerpos lenticulares de rocas ultramáficas que se reportan entre los 8° 15' y 11° 30' S, Haeberlin, (2002), en la faja orogénica del Basamento Metamórfico y que están cubiertos en discordancia por pizarras negras de la Formación Contaya; que se han considerado por este mismo autor, como posibles partes de una faja ofiolítica desmembrada.

“El ambiente suprasubducción es un ambiente tectónico muy prolífico para la formación de depósitos metalíferos de origen hidrotermal” (Maksaev, 2001), esta controlado por tres factores principales, estos son:

- Magmatismo Suprasubducción
- Estructuras Mayores
- Régimen de Tectónica de Placas

6.4.1.1 Magmatismo Suprasubducción

El magmatismo asociado a zonas de subducción típicamente se presenta en un frente paralelo a la zona de subducción con actividad intrusiva y volcánica que constituye el arco magmático. También puede existir magmatismo detrás de arco en situaciones especiales.

En zonas de suprasubducción (caso típico la Cordillera Occidental de los Andes) se desarrolla una actividad magmática volcano plutónica de composición calcoalcalina conformando un arco magmático continental, en el que la composición de los magmas progresivamente son más alcalinos hacia el interior del continente.

De acuerdo a los estudios petrológicos y geoquímicos a lo largo del área donde se encuentra el Batolito Gollón – Buldibuyo se ha determinado magmatismo eruptivo de tipo bimodal que

involucra a las formaciones Tres Lagunas, Grupo Ambo incluyendo a la Formación Lavasen y el Grupo Mitu (Permiano superior – Triásico inferior), mientras que las unidades del batolito representan magmatismo plutónico calcoalcalino. Ambos representan magmas originados en la corteza inferior y que han involucrado material del manto. Además se tienen algunos cuerpos plutónicos graníticos de las formaciones Chacanto, Callangate y Malomea con alto contenido de K y con características de intraplaca, generalmente localizados en el sector este del Batolito.

Los procesos de diferenciación magmática han dado origen a las diversas unidades del batolito y a las rocas volcánicas de la Formación Lavasen generando además calor, fluidos hidrotermales y concentraciones de sustancias metálicas a partir de los materiales originales y aquellos a través de los cuales se ha desplazado el magma. La mineralización relacionada a zonas de convergencia de placas es esencialmente de tipo hidrotermal y se le encuentra asociada tanto a la actividad ígnea intrusiva como a la volcánica, de naturaleza calco alcalina. Existen abundantes evidencias para indicar que los fluidos mineralizadores provienen de magmas hidratados en cristalización, por lo cual es importante establecer el contenido de agua de los magmas graníticos, lo cual esta en relación con la solubilidad de H₂O en fundidos graníticos, la que se considera apreciable (White, 2001). Esto concuerda con las asociaciones de minerales máficos hidratados como la biotita y hornablenda que se encuentran en mayor proporción en las tonalitas, granodioritas de las unidades Gollón – La Lima, Balsas, Lavador, Abra Chanchillo, Los Alisos, Callangate y algunos cuerpos de Malomea.

Los estimados del contenido de agua en magmas graníticos según White, (2001) varían, ampliamente, en general se considera que son de 3 a 5 %. Las temperaturas de cristalización de los granitos están generalmente en el rango de 750 – 900°C, por debajo la temperatura del sólido seco. Para favorecer la acumulación de minerales de mena es importante que los granitos se hayan formado esencialmente por el proceso de cristalización fraccionada, el cual concentra ambos, los volátiles y las sustancias metálicas, tal parece ser el caso del Batolito Gollón – Callangate.

La fuente de los metales asociados a los magmas en ambientes de suprasubducción se suele atribuir a:

- corteza oceánica que se desplaza hacia abajo del continente,
- a la cuña de manto astenosférico sobre la placa en subducción y
- a rocas de caja que se encuentran a lo largo de la trayectoria de ascenso del magma que en este caso son las rocas metamórficas del Complejo del Maraño, rocas metasedimentarias de la Formación Macno, pelitas pizarrosas de la Formación Contaya y las volcanitas de la Formación Tres Lagunas.

Lo evidente es que existe una relación directa entre rocas graníticas con minerales hidratados y mineralización hidrotermal, que de acuerdo a algunas evidencias isotópicas, de inclusiones fluidas, reportadas por Haeberlin, 2002, corresponden a ambientes mesotermiales.

6.4.1.2 Estructuras Mayores

Las características de los depósitos minerales que se encuentran asociados con el Batolito Gollón – Buldibuyo, indican que el control principal para su emplazamiento son las fracturas y fallas, propias de comportamiento frágil de la roca caja granítica y en casos menos frecuentes estructuras que reflejan una transición frágil a dúctil, para el caso de vetas emplazadas dentro de rocas metasedimentarias y en relación a cizallas. Las fracturas y fallas han actuado como conductos de fluidos mineralizantes, o como zonas permeables para acumulación de minerales y a nivel regional han controlado el emplazamiento de magmas

graníticos que se conoce actualmente como los diversos cuerpos plutónicos e intrusivos que constituyen el Batolito.

Las estructuras mayores de rumbo NO – SE a N – S, controlan la distribución de rocas Metamórficas (Neoproterozoico) y Paleozoicas a modo de bloques levantados y hundidos, en los cuales se encuentran emplazados las rocas batolíticas. Estas fallas pueden considerarse paralelas a la paleofosa en el supuesto de una zona de subducción, inicialmente fueron fallas normales (Paleozoico inferior) que determinaron la presencia de bloques levantados y hundidos que limitaron cuencas intraarco y tras arco. A lo largo del arco magmático existieron fallas transcurrentes (Devoniano - Carbonífero) que favorecieron el desarrollo de fracturas y fallas oblicuas a las estructuras mayores, creando aberturas de tensión y desplazamientos, etc., todos dentro de sistemas de cizalla. Estas fallas transcurrentes siguen direcciones NNO – SSE y han determinado esencialmente la distribución de fallas y fracturas de segundo y tercer orden que controlaron el emplazamiento de vetas, diques aplíticos y máficos afaníticos asociados espacialmente con las vetas de cuarzo con oro. Su origen estaría vinculado a etapas de convergencia oblicua de las placas. En el sector norte del área la distribución de estructuras mineralizadas están controladas por las fallas San Vicente – Poña y Lluy – Kuelap, mientras que en el sur las fallas Parcoy – Buldibuyo al oeste y las Corneadas – Ruibarbos y Pajaten en el lado oriental. Las fallas San Vicente – Poña, Sute – Bambamarca y Parcoy – Buldibuyo, constituyen un sistema regional de más de 250 km de largo que constituye el límite occidental de la mayoría de cuerpos plutónicos y de las vetas NO – SE, N – S que están adyacentes y representan la mayoría de las vetas con contenidos económicos de Au.

Las fallas mencionadas durante el mesozoico y cenozoico han actuado como estructuras heredadas que han servido como conductos de fluidos, zonas permeables para depositación de minerales y/o como control de intrusión de magmas, de manera que algunos cuerpos intrusivos, subvolcánicos y aparatos de salida se alinean con estas estructuras, sobretodo al oeste del valle del Marañón.

Los rasgos morfoestructurales insinúan posibles estructuras de transferencia de dirección NE –SO al norte de Sartimbamba y posiblemente al sur de Buldibuyo que han controlado segmentos del Batolito.

Todas las estructuras tienen una significación metalogenética considerando que han controlado el emplazamiento de los cuerpos batolíticos la circulación de fluidos y la formación de estructuras mineralizadas. Al mismo tiempo han definido dominios reológicos tipo dúctil, dúctil-frágil y frágil referidos con la deformación y fracturamiento las cajas de la mineralización y con diversos grados metamórficos observables especialmente en el Complejo del Marañón.

6.4.1.3 Regimen de Tectónica de Placas

Como evidencia de la tectónica de placas se considera la presencia de un arco magmático continental durante el Devoniano – Carbonífero representado por la secuencia volcánica del Grupo Ambo, Formación Lavasen conformada por lavas porfíricas vesiculares, lavas andesíticas, seguida de secuencias piroclásticas tipo flujos piroclásticos, tobas cristalolíticas, tobas lapilli, etc., y el Batolito Gollón – Buldibuyo, ambos con firmas geoquímicas calco alcalinas (figura 4.), que serían el resultado de interacción de las placas en zonas de subducción, en donde las variables relacionadas pueden haber tenido las siguientes características:

- *El ángulo de subducción*, posiblemente tuvo relación con la actividad volcánica, mayormente piroclástica al sur del río Cujibamba y al norte de la Laguna

Huascacocha, y con la predominancia de macizos graníticos y menor volumen de tonalitas, granodioritas.

- *Vector de convergencia* se considera que fue ortogonal durante el emplazamiento del batolito y las volcanitas precursoras y que luego tuvo una tendencia oblicua dando lugar a fallas transcurrentes que definieron el patrón estructural que controló el emplazamiento de las vetas y diques pre y post mineralización. Estas fallas al parecer han desempeñado un rol importante en la configuración tectónica durante el Paleozoico superior, especialmente en las franjas cizalladas.
- *Razones de convergencia* se conoce que varían en el tiempo, y se expresan como variaciones de la posición y amplitud del frente magmático y no son homogéneas a lo largo de la zona de subducción, sus velocidades son acomodadas por las fallas de transferencia. Así se puede hablar de mayor tasa de convergencia para el segmento entre el río Cujibamba y la Laguna Huascacocha, a diferencia del segmento norte donde el volcanismo piroclástico estuvo restringido así como el volumen de granitos.
- *Erosión por subducción*, esta en relación con la ubicación de la paleofosa y con la ubicación del borde continental, los que difícilmente se pueden definir para el Carbonífero, a fin de estimar el grado de erosión resultante de la compresión de placas. Otra posibilidad en bordes convergentes es el desarrollo de prismas de acreción, lo cual es aún más difícil de explicar para el Carbonífero considerando la basta cobertura meso – cenozoica existente desde el flanco occidental del valle del Marañón hasta el borde continental actual.
- *Condiciones de esfuerzo en el margen convergente* según Uyeda y Nishiwaki (1980) y Uyeda (1987) existen dos tipos extremos de zonas de subducción referidos a las condiciones de esfuerzo dominantes y a su metalogenia. La subducción donde existen condiciones no compresivas, alto ángulo de subducción y desarrollo de una cuenca marginal de atrás-arco (tipo Mariana) y sentido opuesto la subducción compresiva, con erosión por subducción, desarrollo de una faja de pliegues y fallas atrás-arco. En el caso del Batolito Gollón – Buldibuyo y las rocas volcánicas asociadas, parecen haber imperado condiciones no compresivas, aunque las características metalogénicas no parece concordar con el esquema de Uyeda y Nishiwaki.

6.4.2 Magmatismo y Mineralización

Los arcos magmáticos continentales de las zonas de convergencia de placas litosféricas, tienen como rasgo común la presencia de mineralización en una amplia variedad de depósitos, tipo pórfido, vetas, skarn, reemplazamiento de carbonatos, greisen, pegmatitas, brechas, etc.; asociados con rocas graníticas cuya composición es variada, desde diorita a granito. Tienen carácter calco alcalino con un contenido bajo a alto de potasio, pueden incluir rocas alcalinas. Se trata de rocas graníticas mayormente de tipo postectónico con stocks correspondientes al nivel de epizona, asociados frecuentemente con rocas volcánicas subaéreas y que evidentemente muestran relación entre la actividad magmática y la metalogénesis de los depósitos presentes en el arco continental respectivo.

En el Batolito Gollón – Buldibuyo se encuentran vetas de cuarzo con contenidos de oro entre 7 a 17 g/t que vienen siendo explotados en los yacimientos de Pataz, Culebrillas, Parcoy y Cerro Gigante por empresas que aportan el 7.5% del total de la producción de oro del Perú en el año 2005 (Fuente: www.minem.gob.pe/mineria), Haeberlin, 2002 estima que las reservas potenciales son por lo menos de 40 millones de onzas (Recurso mineral inferido o probable). Las estructuras mineralizadas son esencialmente vetas de cuarzo con oro emplazadas mayormente en granodioritas y tonalitas de la Formación Gollón – La Lima, en menor

proporción se encuentran vetas en monzogranitos y algunas en las rocas metasedimentarias y metamórficas en las cuales está emplazado el Batolito.

De acuerdo a la información geoquímica el Batolito Gollón – Buldibuyo está formado por rocas graníticas de carácter calco alcalino (Figura 4.) con contenidos altos a moderados de K (Figura 4.), en su mayoría son rocas graníticas peraluminosas, y la caracterización del ambiente tectónico de formación (figura 4.), corresponde a granitos de arco volcánico y también de intraplaca. Schreiber, (1990) indica que el “Batolito de Pataz” podría corresponder al tipo “caledoniano” que está ligado a un estadio post orogénico caracterizado por levantamiento y fracturamiento; mientras que Haeblerlin, 2002 indica que las rocas del Batolito de Pataz son típicas de un magmatismo de arco continental.

Las rocas graníticas del Batolito Gollón - Buldibuyo son de tipo I de acuerdo con la clasificación de Chappell & White, (1974), a la vez pertenecen a los granitos de la Serie Magnetita de Ishihara, (1981), caracterizada por alta susceptibilidad magnética y una razón Fe_2O_3 / FeO alta, según este autor en los granitoides calco alcalinos la Serie de magnetita y la Serie de Ilmenita pueden ser separadas en base a la razón Fe_2O_3 / FeO a aproximadamente 0.5. En las rocas plutónicas e intrusivas del Batolito de Gollón – Buldibuyo la razón Fe_2O_3 / FeO es mayor de 0.5 (0.5 a 12) y corresponde a la Serie Magnetita.

6.4.2.1 Fluidos Mineralizantes

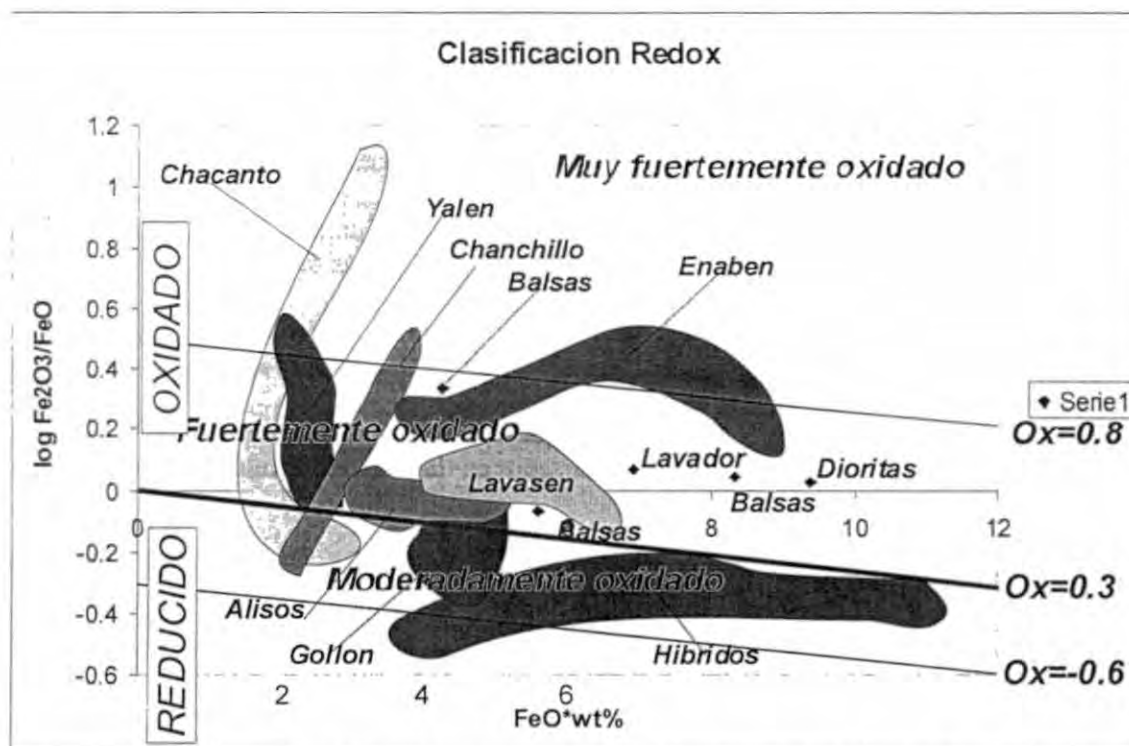
Según Ishihara S.,(1981), la mineralización parece ser controlada en algún grado por la temperatura y presión de los magmas graníticos, así como por la fugacidad del oxígeno; cerca del 100 % del azufre, sulfuros de metales base, oro y plata y gran parte de molibdeno incluyendo el tipo pórfido y los depósitos tipo Kuroko están relacionados al magmatismo de la Serie magnetita.

Por otra parte considera que los magmas de la serie magnetita pueden haberse originado a niveles profundos, como por ejemplo en las placas que descienden debajo de otra (subducción), en la cuña del manto superior o en la corteza inferior; estos magmas asimilaron agua en las primeras etapas de su evolución. El agua puede actuar como un medio oxidante y resultaría importante para la formación de magmas de la serie magnetita. Las dos series de granitoides descritas por Ishihara, (1981); se forman como una función de la diferente fugacidad del oxígeno durante la evolución de los magmas graníticos, así los granitoides de la serie magnetita solidifican en condiciones de fugacidad más altas. Precisamente el estado relativo de oxidación de los magmas es de gran importancia en el control de la naturaleza compatible/incompatible de muchos elementos de mena (Blevin, P., 2003), tal estado de oxidación es principalmente heredado de la fuente. La clasificación del estado de oxidación se puede hacer usando criterios mineralógicos y petrográficos, estableciendo la razón Fe_2O_3 / FeO y mediante métodos geofísicos (Blevin, 2003). La Figura 6.6 muestra los rasgos de oxidación de las unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo, según la clasificación Redox en el diagrama propuesto por Blevin, P., (2003)

De acuerdo con el diagrama de Blevin, P., (2003), en la figura 6.6 se puede observar que la mayoría de las unidades del Batolito Gollón – Buldibuyo caen en el campo de oxidación moderada a fuerte. Como referencia, los sistemas de pórfidos de Cu, Au caen en el campo fuertemente oxidado.

El oro puede ser transportado y concentrado como complejos bisulfurados o clorurados. El oro bisulfurado se concentra alrededor de plutones oxidados (estado de oxidación fuerte a moderada), en cambio el oro clorurado se encuentra en diversos estados de oxidación; por tanto es importante la identificación del tipo de oxidación de los granitoides en la búsqueda de minerales de mena (Blevin, 2003). Los magmas oxidados inhiben la precipitación de sulfuros

magmáticos e impiden la precipitación del cobre y oro, los cuales permanecen disponibles para su partición en el fluido hidrotermal (Candela, 1989; 1991).



En los granitos tipo I se pueden diferenciar granitos de temperaturas magmáticas bajas y altas, lo cual se puede establecer en base a la presencia o ausencia de zircón con edades heredadas en las rocas más máficas (Chappell, B., 2003). Los granitos tipo I de alta temperatura fueron generados por fusión parcial de rocas máficas, y representan una adición primitiva a la corteza superior, mientras que los granitos tipo I de baja temperatura resultaron de la fusión parcial de rocas cuarzo feldespáticas. En los granitos I de baja temperatura aparentemente no existiría mineralización asociada (Chappell, B., 2003). En la mayoría de los granitos del Batolito de Gollón - Buldibuyo se observan cristales de zircón, siendo menos frecuente en las granodioritas, tonalitas y dioritas, aunque algunos cuerpos de la unidad Gollón - La Lima que contiene el mayor número de vetas de cuarzo con oro contienen zircón y parecen ser de baja temperatura.

Los magmas con oxidación alta a moderada que dieron origen a las unidades Gollón - La Lima, Lavador, parecen favorecer la concentración de Au, a diferencia de los monzogranitos y sienogranitos más evolucionados de las formaciones Callangate y Malomea en los que las vetas de cuarzo son poco frecuentes y con menores contenidos de oro.

Los depósitos metálicos pueden ser generados por procesos magmáticos normales y no se necesita un magma inicialmente enriquecido en metales, aún en el caso del Sn (Lehmann, 1990). Generalmente la extracción de metales y otros elementos desde magmas ocurre mediante la exsolución de una fase fluida acuosa con los volátiles contenidos en este, que son mayormente H₂O, y en menor volumen CO₂, SO₂, H₂S, HCl, HF, produciendo la primera ebullición por disminución de la presión; luego el magma residual hidratado conforme cristaliza se sobresatura en fluidos y produce también la exsolución de una fase acuosa, que se denomina segunda ebullición. Además, la fase fluida acuosa a altas temperaturas por razones

termodinámicas, se separa en una fase líquida salina y una fase vapor diluida lo cual se refleja en las características de las IF que se pueden observar en las vetas.

Las diferencias en temperaturas pueden relacionarse a los fluidos que percolan a lo largo de las fallas o fracturas tienen dos reservorios distintos: uno bastante somero, y el otro de origen profundo.

Los estadios tardíos están caracterizados por fluidos cuyas salinidades decrecen a valores muy bajos indican su dilución progresiva por aguas de origen más superficial en el sistema de fallas.

En adición a la dilución y mezcla de fluidos que son factores favorables para disminuir la solubilidad del oro, la presencia de sulfuros microfracturados parece haber contribuido a aumentar la precipitación del oro mediante procesos electroquímicos.

El rasgo notable de los cuarzos con oro, es que el oro no es sincrónico con ninguna de las precipitaciones de cuarzo y aparece localizado en las microfracturas tardías y espacios entersticiales (Lámina 6.1).

6.4.2.2 Inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas mayormente atrapadas en cuarzo lechoso son primarias, secundarias y pseudosecundarias de acuerdo con los criterios de Roedder, 1984, las que han sido estudiadas son bifásicas con razones líquido/vapor altas, condimensiones de 2 a 20 μ presentes en cuarzo y esfalerita (Haeberlin, 2002); si bien existen IF primarias y secundarias monofásicas ricas en líquido con dimensiones hasta de 1.5 μ (Sánchez, 2006).

Estimaciones de la presión pueden ser obtenidas de la reconstrucción de isocoras en base a las salinidades y temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas, en un modelo de P – T, se usó una temperatura máxima de 420 °C y un ventana de temperaturas de 290° y 370° C para las poblaciones 1 2b (en esfalerita). Para la depositación del cuarzo se tienen condiciones relativamente altas de presión en el rango de 2.9 – 5.6 kilobar que indicarían que el primer estado de emplazamiento de vetas ocurrió a niveles de la corteza (Haeberlin, 2002), luego se obtienen profundidades de formación de 10.8 y 21.3 km.

Las inclusiones en esfalerita fueron atrapadas en condiciones de presión de 2.1 a 4.5 kilobar, las presiones mayores indican niveles relativamente profundos en la corteza (7.8 a 17.0 km), mientras que los valores inferiores representan atrapamiento de fluidos a niveles superficiales (3.9 km) en donde predomina un régimen hidrostático.

Los resultados de isocoras indican que entre la depositación del cuarzo (etapa I) y la precipitación de esfalerita (etapa II) las venas sufrieron una descompresión desde 5 kbar a 1 kbar mientras que la temperatura bajo de aproximadamente 400°C a menos de 300°C. Ello es explicado por Haeberlin, (2002), en relación con un levantamiento rápido de las unidades hospedantes (16 \pm 5 km a aprox. 5 – 10 km) y a un enfriamiento continuo del sistema hidrotermal. Sin embargo, el amplio rango de temperaturas de homogenización obtenidos y de las isocoras correspondientes, durante la etapa II de mena; en un ambiente controlado tectónicamente requiere varios mecanismos que puedan favorecer los cambios en la presión y temperatura.

El oro encontrado en las vetas de cuarzo se presenta en inclusiones de granos libres en piritita y ganga.

La esfalerita y galena se suelen encontrar mas frecuentemente en estructuras que tienen evidencia de cizallamiento o fallamiento. En tanto que la anhidrita detectada mediante PIMA puede deberse a la combinación de sulfatos durante la mineralización primaria relacionada a la liberación del catión Ca⁺⁺ a partir de minerales cálcicos (plagioclasa). Ello permite suponer que ha habido interacción de los fluidos mineralizantes con la roca caja.

Todos los valores de temperatura obtenidos en las inclusiones fluidas de cuarzos de veta en rocas intrusivas y en las pelitas pizarrosas, relacionados mineralización de oro, son menores a 370° C. (160° - 370° C) no exceden el punto crítico del H₂O (374° C y ~ 220 bars para el agua pura, King, P., & White, A., 2003), por tanto no se trataba de fluidos magmáticos. En las inclusiones de cuarzo en rocas metamórficas algunas temperaturas de homogenización exceden el valor del punto crítico. Mientras que en el cuarzo de roca granítica los valores de temperatura obtenidos en las inclusiones fluidas son mayores de 540° C, en este caso los fluidos son netamente de origen magmático.

6.4.3 Franjas Metalogénicas

La mineralización asociada al Batolito Gollón – Buldibuyo ubicado en la Cordillera Oriental del norte del Perú, es parte de la Provincia Andina Oriental descrita por Bellido E. y De Montreuil L., (1972), caracterizada por yacimientos filonianos donde el oro se presenta como inclusiones en el cuarzo y pirita y como solución sólida en el sulfuro de hierro.

También ha sido descrita como depósitos tipo cordilleranos por Tumialan P., H. (www.iimp.org.pe/iimp/resumen) o como “vetas auríferas Pre-Andinas y del Hercínico temprano” por Samuel Canchaya y Alberto Aranda (1995); como subprovincia aurífera por Sánchez, (1995)

Considerando a los Andes como una gran provincia metalogénica, en la que los depósitos minerales se encuentran alineados en sentido longitudinal, siguiendo el rumbo andino en relación con determinados controles estructurales y litológicos se puede distinguir las siguientes franjas:

- Franja metalogénica del Carbonífero a Triásico inferior
- Franja metalogénica del Jurásico a Cretáceo?
- Franja metalogénica del Cenozoico

6.4.3.1 Franja metalogénica del Carbonífero a Triásico inferior

Los yacimientos de Pataz (Poderosa), Culebrillas (Real Aventura), Parcoy (Consortio Minero Horizonte), Cerro Gigante (MARSA), Buldibuyo, prospecto Minas Pindo (Gollón), Lavador, junto con los diversos depósitos y ocurrencias de oro en vetas de cuarzo, están emplazados en las tonalitas, granodioritas y pulsaciones más jóvenes de pórfidos cuarzo monzoníticos (Vidal et. al. 1995) pertenecientes a las unidades: Gollón – La Lima, Lavador, Malomea, Buldibuyo del Batolito Gollón – Buldibuyo. También existen vetas de cuarzo aurífero en rocas pelíticas pizarrosas de la Formación Contaya en Chalabamba a Molinete, Shalcapata. En rocas metasedimentarias de la Formación Macno en Soquian, Cochorco, en las nacientes del río Parcoy, entre Pataz y Zarumilla y en rocas metamórficas del Complejo del Marañón, en Horabuena, El Reo (Lámina 6.4). Estas estructuras mineralizadas están dispuestas como una franja de dirección NO – SE, cuya amplitud concuerda con los afloramientos de rocas graníticas y de las metamórficas (~ 30 km) y se les encuentra a lo largo de más de 200 km., entre Kuelap (Amazonas) y Buldibuyo (La Libertad), es posible que se prolongue hacia el sudeste a lo largo de la Cordillera Oriental.

Los depósitos de esta franja son mayormente tipo vetas de cuarzo auríferas, aunque se pueden encontrar algunas ocurrencias como reemplazamientos y venas en calizas asociados con fallas en rocas paleozoicas como el prospecto San Nicolas, y parcialmente el prospecto Trinidad, ubicados en el flanco izquierdo del Valle del Marañón.

En esta franja se tienen indicios de óxidos de cobre, en el Abra Chanchillo; en Urcococha, Yajamina al NO de Chuquibamba. Vetas delgadas de baritina en Condormarca. Algunas vetas de cuarzo con contenidos bajos de oro en rocas volcánicas de la Formación Lavasen, al este

del aeropuerto de Chagual. Al ESE del Campamento de Marsa, pasando la Laguna Blanca, de allí hacia el sudeste en dirección a la laguna Huascacocha, también al noreste de la laguna Amarillas (Juscusbamba) se encuentra un reticulado de venillas y vetas de cuarzo con grosores 0.05 a 0.5 m, dentro de rocas piroclásticas de la Formación Lavasen.

6.4.3.2 Franja metalogénica del Jurásico a Cretáceo?

Es una franja donde se han reportado indicios de mineralización polimetálica de Pb, Zn, Ag, Cu, mayormente en calizas del Grupo Pucará (Triásico superior – Jurásico inferior) a modo de concentraciones irregulares, algunas vetas asociadas con piritita y óxidos en diversos parajes como Purunllacta, Yanacaca, o asociados con la falla San Vicente - Poña a modo de concentraciones con oxidación, oquedades, en el camino Ucuncha a Jecumbuy, entre Huatullo y Sute, Coriorco y Carmín (galena argentífera y esfalerita), en Pate, o como diseminados en Arcocaca al SSE de Ucuncha, en Gallo Gallo al norte Bolívar, en el paraje Sañambal en el camino a Uchumarca. Algunos de ellos con leyes de plata, zinc y plomo interesantes. Esta franja ubicada al NE del Complejo del Marañon se prolonga hacia el norte a las áreas de Chachapoyas, Yambrasbamba, coincidiendo con los afloramientos del Grupo Pucará. Esta franja esta parcialmente sobrepuesta con la Franja metalogénica del Carbonífero (figura 6.5).

6.4.3.3 Franja metalogénica del Cenozoico

Se encuentra al oeste del Complejo del Marañon y del Batolito Gollón – Buldibuyo, esencialmente en rocas sedimentarias del Cretáceo, en rocas volcánicas del Paleógeno Neógeno y relacionado con intrusivos emplazados en su mayoría entre 25 a 8 M.a. (Jacay et al.), y las sustancias minerales que caracterizan esta franja son Ag, Au, Cu, Zn, Pb, W, Mo, que se encuentran como pórfidos (La Arena, Michiquillay, etc), diseminados en brechas como La Arena, la Virgen, Shahuindo, La Florida, en vetas tal como Algamarca, Quiruvilca, Sayapullo, Chuvilca, Galeno, etc. Diseminados en subvolcánicos Minas Conga, Yanacocha, Cerro Corona, etc.

De acuerdo con las franjas metalogénicas se puede distinguir épocas metalogénicas. En el sentido definido por Makshev, (2001) una época metalogénica “es una unidad de tiempo geológico favorable para la depositación de menas o caracterizada por una agrupación particular de depósitos minerales”.

Las épocas metalogénicas relacionadas al área de estudio y adyacentes son:

- Carbonífero superior como metal principal Au y accesorios: Ag, Pb, Cu, Zn,
- Jurásico inferior como metales principales: Zn, Pb, Ag
- Neógeno con metales principales Au, Cu, Ag, Zn, Pb, W,

Se nota la presencia repetida del Au en el Carbonífero y en Neógeno, en cantidades importantes, aunque tienen controles litológicos y estructurales diferentes.

6.4.4 Mapa Metalogénico

Es un mapa a escala regional 1:200,000 que muestra la ubicación de ocurrencias y depósitos minerales sobre la base geológica del área del Batolito Gollón – Buldibuyo, indicando la forma o estructura mineralizada, los elementos o sustancias, el tamaño de la ocurrencia y un símbolo ubicado en el lugar de la ocurrencia o en la parte media, en el caso de varios depósitos que en conjunto definen un depósito de mayor tamaño y que generalmente viene siendo explotado por una empresa minera. En lo referente a la Leyenda metalogénica se ha seguido los criterios establecidos en el Mapa Metalogénico de las áreas fronterizas entre Argentina – Chile – Bolivia y Perú, publicado en el 2001.

Previamente se ha elaborado una base de datos teniendo en cuenta la información publicada existente, información tomada en el campo, incluyendo alguna información verbal brindada por pequeños mineros. En vista de la escala se han considerado en muchos casos áreas que generalmente comprenden varias estructuras mineralizadas tipo veta; ejemplo Gollón, Ariabamba, Suyubamba, Retamas – Parcoy, Fundición, etc.

Descripción

El mapa Metalogénico del Batolito Gollón – Buldibuyo (Figura 6. 6), muestra la ubicación de 54 ocurrencias de minerales metálicos (Anexo ...), una de feldespatos potásico que yace a modo de diques tardíos emplazados en la granodiorita Balsas que aflora en los alrededores de Puerto Chacanto en el valle del Marañón y otra de algunas vetas de baritina asociadas con rocas volcánicas del Paleozoico superior en la localidad de Condormarca.

Entre las ocurrencias minerales, destacan las vetas de cuarzo con oro en rocas graníticas, donde los más importantes son los depósitos medianos correspondientes a las compañías: Minas Poderosa, Consorcio Minero Horizonte y MARSÁ, constituidos en realidad por un conjunto de vetas dispuestas a lo largo del rumbo NNO – SSE. Además existen depósitos pequeños y ocurrencias simples. Las vetas de cuarzo auríferas que se encuentran en rocas metasedimentarias y en el Complejo del Marañón, son de tamaño pequeño y tipo ocurrencias, generalmente se encuentran asociados o próximos a fallas.

También existen depósitos con oro en calizas asociadas a fallas y algunos cuerpos intrusivos, a lo largo de la falla Sartimbamba, actualmente se explota el depósito de San Nicolás en la margen izquierda del río Marañón al sudoeste de Vijus. El skarn de Trinidad reportado por Rodríguez et. al. (1977) es mayormente de tipo polimetálico si bien se señala el oro como subproducto.

En rocas volcánicas de la Formación Lavasen y Grupo Mitu se encuentran algunas ocurrencias de vetas de cuarzo con contenidos de Ag – Zn – Cu – Pb en el sector norte y en algunas de ellas se mencionan contenidos de Au a nivel de trazas. En cambio hacia el sur existen áreas con vetas y vetillas de cuarzo a modo de stockwork mayormente en rocas volcánicas y subvolcánicas, pero sus contenidos en sustancias metálicas no interesantes económicamente.

Otra franja que tiene ocurrencias frecuentes de Pb – Zn – Cu y algunas veces Ag se puede reconocer a lo largo de los afloramientos del Grupo Pucará, especialmente entre las nacientes del río Utcubamba y el río Cujibamba, aunque solo a modo de pequeñas concentraciones de cuerpos y diseminaciones irregulares, también en las cercanías a fallas regionales.

Bibliografía

Bahlburg, H., and Hervé, F., 1997, Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 869-884.

Candela, P.A., 1989. Felsic magmas, volatiles and metallogenesis. In: Whitney, J.A. and Naldrett, A.J. eds., Ore deposits associated with magmas: Reviews in Economic Geology, V. 4, pp223-233.

Candela, P.A., 1991. Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments. American Mineralogist, V. 76, p. 1081-1091.

Dalziel, I.W.D., 1997, Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 16-42.

Dewey, J.F. and Bird, F.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonic. *Journal of Geophysical Research*, V. 75, pp. 2625-2647.

Galoso, A., Boulanger, E., 1994. Informe Final de las Áreas de no admisión de Denuncias Balsas I y Balsas II. Informe Interno. INGEMMET.

Galoso, A., Santalla, L., 1992. Proyecto Balsas – Collonca. Parte II. Informe Interno, INGEMMET

Ishihara, S., 1981. The granitoid series and mineralization: *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, pp. 458-484.

James, D.E., 1971. Plate tectonic model for the evolution of the central Andes: *Geological Society of America Bulletin*, V. 82, pp. 3325-3346.

Lehmann, B., 1990. The metallogeny of Tin: *Lecture notes in Earth Sciences*, V. 32, Springer Verlag, Berlin, 211 p.

Macfarlane, A.W., Tosdal, R.M., Vidal, C.E., and Paredes, J., 1999, Geologic and isotopic constraints on the age and the origin of auriferous quartz veins in the Parcoy mining district, Pataz, Peru, in Skinner, B.J., ed., *Geology and ore deposits of the Central Andes: Economic Geology Special Publication Series*, v. 7, p. 267-279.

Maksaev, V., 2001. Reseña Metalogénica de Chile y de los Procesos que determinan la Metalogénesis Andina // cipres.cec.uchile.cl/~vmaksaev/.pdf.

Rodríguez, J., Prado, M., Mostacero, L., 1997. Geología Económica del Prospecto Aurífero "Trinidad" La Libertad. IX Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos. Sociedad geológica del Perú, Volumen especial, Lima. P 175 – 181.

Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions: *Reviews in Mineralogy*, v. 12, p 12 – 26

Shackleton, R.M., Ries, A.C., Coward, M.P., and Cobbold, P.R., 1979, Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru: *Journal of the Geological Society of London*, v. 136, p. 195-214.

Uyeda, S., 1987. Chilean vs Mariana type subduction zones with remarks on arc-volcanism and collision tectonics. In. Monger, J.W.H. and Francheteau, J., (Editors), *Amer. Geophys. Union - Geol. Soc. of America, Geodynamic Series*, V. 18, pp. 1-7.

Uyeda, S. and Nishiwaki, C., 1980. Stress field, metallogenesis and mode of subduction. In: Strangway, D., (Editor), *The continental Crust and Its Mineral Resources*, Geological Association of Canada, Special Paper 20, pp. 323-339.

Vidal, C.E., Paredes, J., Macfarlane, A.W., and Tosdal, R.M., 1995, Geología y metalogénia del distrito minero Parcoy, provincia aurífera de Pataz, La Libertad: Lima, Sociedad Geológica del Perú, volumen jubilar A. Benavides, p. 351-377.

White A. J. R., 2001. Water, restite and granite mineralization. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 48, pp 551.