



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica

Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

**Caracterización petrográfica-geoquímica del grupo
barroso relacionada a la mineralización entre los
paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur - Perú**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Freddy Enrique ARCOS ALARCÓN

ASESOR

Jorge Eduardo CHIRA FERNÁNDEZ

Lima, Perú

2016



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Arcos, F. (2016). *Caracterización petrográfica-geoquímica del grupo barroso relacionada a la mineralización entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur - Perú*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.



UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
 Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA
 FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
 Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO
PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

En el Salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el día Martes 13 del mes de diciembre del año 2016, siendo las 16:00 horas, en presencia de los señores docentes designados como miembros del Jurado Calificador:

Mg. CARLOS DEL VALLE JURADO	(Presidente de Jurado)
Mg. HUGO RIVERA MANTILLA	(Miembro de Jurado)
Ing. MARITZA MERCEDES CANTORÍN VÍLCHEZ	(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis del Sr. FREDDY ENRIQUE ARCOS ALARCÓN, Bachiller en Ingeniería Geológica quien sustentará la Tesis titulada «**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR - PERU**», para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la colación respectiva, plantearon al graduando las observaciones pertinentes, que fueron absueltas a:

..... *Satisfacción del jurado*

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

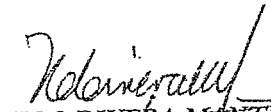
..... *Aprobado por unanimidad con nota 17 (Diecisiete)*

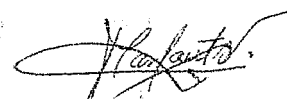
Habiendo sido aprobada la Sustentación de Tesis por el Jurado examinador, el Presidente del Jurado, recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el Título Profesional de Ingeniero Geólogo al Sr. FREDDY ENRIQUE ARCOS ALARCÓN.

Siendo las 16:30 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose cinco (05) Actas Originales de la Sustentación de la Tesis.

Ciudad Universitaria, 13 de diciembre de 2016


 Mg. CARLOS DEL VALLE JURADO
 PRESIDENTE DE JURADO


 Mg. HUGO RIVERA MANTILLA
 MIEMBRO DE JURADO


 Ing. MARITZA MERCEDES CANTORÍN VÍLCHEZ
 MIEMBRO DE JURADO


 Mg. JORGE EDUARDO CHIRA FERNÁNDEZ
 ASESOR

DEDICATORIA:

A Cristo resucitado en la Santa Eucaristía

A mi esposa Alicia Rivera y a mis tres hijos Carlos, Fabricio y Leandro

A mi madre Emperatriz Alarcón

A la memoria de mi padre Melchor Arcos

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica, la primera del Perú, de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, de ser la forjadora en mí del conocimiento, amor y pasión por esta hermosa profesión.

Agradezco a mi asesor académico Mg. Jorge Chira Fernández por las sugerencias y correcciones en la elaboración de esta tesis, y por sus cualidades profesionales y de amigo.

Agradezco a las distintas personas que me ayudaron con sus comentarios y, sobretodo, por el apoyo moral para el desarrollo de esta tesis.

Agradezco a mi esposa Alicia por su amor inmenso y por su incesante incentivo a mejorar cada día más.

Agradezco a mi madre y hermanos por el entusiasmo brindado.

Y, finalmente, quiero agradecer de manera especial y profunda a la persona que siempre me brindó su apoyo en la formación académica, en la formación profesional, en el desarrollo de esta tesis y en la formación como persona de servicio. Muchas gracias Mg. Hugo Rivera Mantilla, mi profesor por siempre.

ÍNDICE

	página
Dedicatoria	i
Agradecimientos	ii
Índice	iii
Relación de figuras	vii
Relación de cuadros	viii
Relación de fotos	viii
Relación de microfotografías	viii
Resumen	x
Abstract	xi

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN PROBLEMÁTICA	1
1.2 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA	1
1.3 JUSTIFICACIÓN	2
1.4 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	2
1.4.1. Objetivo general	2
1.4.2. Objetivos específicos	2
1.5 HIPÓTESIS Y VARIABLES	3
1.5.1. Hipótesis general	3
1.5.2. Hipótesis específica	3
1.5.3. Identificación de variables	3
1.6 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	3
1.6.1 Tipo y diseño de la investigación	3
1.6.2 Unidad de análisis	4
1.6.3 Población	4
1.6.4 Muestra	4
1.6.5 Técnica de selección de datos	4
1.6.6 Análisis e interpretación de la información	5

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

2.1 ANTECEDENTES DE LA INVESTIGACIÓN	6
2.2 BASES TEÓRICAS	6
2.2.1 Geoquímica general	6
2.2.2 Composición química de las rocas	12
2.2.3 Procedimientos analíticos	19

CAPÍTULO III. GENERALIDADES

3.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	22
3.2 RELIEVE, HIDROGRAFÍA Y CLIMA	23
3.3 GEOMORFOLOGÍA	23
3.4 GEOLOGÍA REGIONAL	25
3.4.1. Estratigrafía	25
3.4.1.1. Mesozoico	25
3.4.1.2. Cenozoico	28
3.4.2. Magmatismo	30
3.4.3. Tectónica	31

CAPÍTULO IV: LITOESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DEL GRUPO BARROSO

4.1. LITOESTRATIGRAFÍA	34
4.1.1. Descripción por sectores	36
4.1.1.1. Sector Occidental	36
4.1.1.1.1. Centro Volcánico de Chuquiananta	37
4.1.1.1.2. Centro Volcánico Tutupaca	38
4.1.1.1.3. Estrato-volcán Sasahuini	39
4.1.1.1.4. Complejo Volcánico Suches	41
4.1.1.1.5. Centro Volcánico Cayco	41
4.1.1.2. Sector Oriental	41
4.1.1.2.1. Complejo Fisural Volcánico Japo	42
4.1.1.2.2. Complejo Fisural Volcánico Milluma	42
4.1.1.2.3. Complejo Fisural Volcánico Yulaca	42
4.1.1.2.4. Estrato Volcán San Francisco de Orccorara	43
4.1.1.2.5. Estrato Volcán Minasa	43
4.1.1.2.6. Complejo Fisural Apacheta	43

4.1.1.2.7. Estrato Volcán San Francisco de Pachapaque	44
4.1.1.2.8. Estrato Volcán San Francisco de Pataqueña	44
4.1.1.2.9. Centro de Emisión Volcánica Ccallanave-Yllimani	44
4.2 PETROGRAFIA	46
4.2.1 Muestras del sector occidental	47
4.2.1.1 Centro Volcánico de Chuquiananta	47
4.2.1.2 Complejo Volcánico Suches	48
4.2.1.3 Estrato-volcán Sasahuini	51
4.2.2 Muestras del sector oriental	51
4.2.2.1 Estrato Volcán San Francisco de Orccorara	53
4.2.2.2 Estrato Volcán San Francisco de Pataqueña	53
4.2.2.3 Complejo Fisural Volcánico Yulaca	54
4.2.2.4 Centro de Emisión Volcánica Ccallanave-Yllimani	56
4.2.2.5 Complejo Fisural Volcánico Milluma	59
4.2.2.6 Estrato Volcán San Francisco de Pachapaque	59
4.2.2.7 Complejo Fisural Apacheta	60
4.2.2.8 Estrato Volcán Minasa	60
4.2.2.9 Complejo Fisural Volcánico Japo	60
4.2.3 Resumen del estudio petrográfico	62

CAPÍTULO V: GEOQUÍMICA DE LOS VOLCÁNICOS DEL GRUPO BARROSO

5.1 MUESTREO GEOQUÍMICO	64
5.1.1. Consideraciones teóricas	64
5.1.2. Muestreo	65
5.2 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS	65
5.2.1 Diagrama TAS	67
5.2.2 Diagrama SiO ₂ vs. álcalis	67
5.2.3 Diagrama AFM	67
5.2.4 Diagrama SiO ₂ vs. K ₂ O	67
5.3 GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS MAYORES	69
5.4 GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS TRAZA	74

5.4.1. Relación de la SiO ₂ con los elementos traza	75
5.4.2. El rubidio como índice de diferenciación	78
5.4.3. Engrosamiento cortical	80
5.4.4. Diagrama REE	82
5.4.5. Diagramas multielementales (tela de araña)	85
5.4.6. Concentración de iones metálicos	87
5.4.7. Elementos traza asociados al cobre	89
5.4.8. Grado de oxidación	91
5.4.9. Fraccionación de elementos traza isovalentes	92
5.4.10 Aspectos metalogenéticos asociados a los elementos traza	93

CAPÍTULO VI: CONSIDERACIONES PETROGENETICAS

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES

Referencias bibliográficas

Anexo: RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICO

RELACIÓN DE FIGURAS

- 2.1 Principales procesos magmáticos.
- 2.2 Clasificación de las rocas volcánicas en relación a las series magmáticas.
- 2.3 Tipos de magma de acuerdo a su composición, referente al contenido de sílice.
- 2.4 Orden de cristalización de los minerales de los magmas basálticos (serie de Bowen).
- 2.5 Tabla periódica geoquímica.
- 2.6 Clasificación de las tierras raras.
- 2.7 La anomalía del europio se debe a su alta compatibilidad en las plagioclasas. Las HREE son más compatibles que las LREE en un amplio rango de silicatos.
- 2.8 Elementos traza y REE tomados como indicadores petrogenéticos
- 3.1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.
- 3.2 Mapa geológico regional de la zona de estudio (escala 1:500 000)
- 3.3 Correlación estratigráfica del sur peruano.
- 3.4 Relaciones Tiempo-Espacio para el plutonismo Cretáceo superior, Paleógeno y Neógeno en el sur del Perú.
- 3.5 Mapa estructural regional de la zona de estudio (escala 1:500 000).
- 4.1 Mapa de afloramientos del Grupo Barroso en la zona de estudio (escala 1:500000).
- 4.2 Mapa con dataciones radiométricas en la zona de estudio.
- 4.3 Mapa litoestratigráfico de la zona de estudio.
- 5.1 Mapa de ubicación de muestras recolectadas en la zona de estudio (escala 1:500000).
- 5.2 Diagrama TAS (sílice vs. álcalis total).
- 5.3 Diagramas de determinación de la tendencia litológica (diagrama AFM y diagrama sílice vs. álcalis).
- 5.4 Diagrama sílice vs. K₂O de Pecerrillo y Taylor (1976).
- 5.5 Histograma de pesos porcentuales de los elementos mayores para los sectores Occidental y Oriental de la zona de estudio.
- 5.6 Contenido de SiO₂ para las rocas estudiadas
- 5.7 Diagramas de Harker.
- 5.8 Diagramas SiO₂ vs. elementos traza (Th, Rb, Nb, Ni, V y Sr).
- 5.9 Diagramas rubidio vs. elementos traza (Y, V, Ni, Ba y Sr).
- 5.10 Diagramas binarios para los elementos La, Sm, Yb y la SiO₂
- 5.11 Diagrama de REE normalizado a las condritas (Nakamura 1974).
- 5.12 Diagrama multielemental normalizado al MORB (Pearce 1983).
- 5.13 Diagrama A/CNK vs. Pb+Cu+Zn (Barnes 1997), para diferenciar fases fluidas de fases sulfuradas.
- 5.14 Diagrama de correlación para las muestras del Sector Occidental.
- 5.15 Diagrama de correlación para las muestras del Sector Oriental.
- 5.16 Diagramas ternarios Y-U-Cu, Cu-U-Rb y Cu-La-Y para las rocas volcánicas del Grupo Barroso.
- 5.17 Grado de oxidación (Ray y Webster, 1997) para las muestras.
- 5.18 Diagrama Zr/Hf vs. Y/Ho (Bau, 1996).
- 5.19 Mapa metalogenético.
- 6.1 Diagrama MgO-FeO-Al₂O₃ (Pearce 1977).
- 6.2 Diagrama Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973).
- 6.3 Diagramas Ba/Nb vs. Nb/Y, Ba/Y vs. Nb/Y (Vidal et al., 2007).
- 6.4 Diagrama anortita normativa vs. albita normativa.
- 6.5 Esquema de la zona de subducción y generación de magmas.

RELACIÓN DE CUADROS

- 4.1 Relación de muestras y resumen del estudio petrográfico.
- 5.1 Rangos composicionales y promedios de los elementos mayores por sectores de la zona de estudio.
- 6.2 Indicadores estadísticos para los metales base, para la determinación del diagrama A/CNK

RELACIÓN DE FOTOS

- 3.1 Poblado de Mazocruz
- 3.2 Poblado de Huaytire. Al fondo, el volcán Tutupaca, y entre ellos la laguna Suches.
- 3.3 Poblado de Candarave. Al fondo los volcanes Yucamane, Calientes y Tutupaca (en ese orden).
- 4.1 El autor en pampa Matanzas. Al fondo, flujos piroclásticos del Grupo Barroso, cerro Chuchuara en primer plano, y cerro Nazaparco al fondo.
- 4.2 Centro Volcánico Tutupaca, con el volcán del mismo nombre sobresaliendo. La pampa Huaytire se ve bellamente adornada por la laguna Suches.
- 4.3 Estrato volcán San Francisco de Orccorara, visto desde el puente Santa Rosa, cerca de Mazo Cruz.
- 4.4 Complejo Volcánico Fisural Milluma, en primer plano. Al fondo la Cordillera del Barroso.

RELACIÓN DE MICROFOTOGRAFÍAS

- 01 Muestra Ta-180400 (75X), presenta cavidades y los anfíboles coronas de alteración.
- 02 Muestra Ta-130400 (75X), presenta cavidades y los anfíboles coronas de alteración, plagioclasas de la matriz menos alteradas que los fenocristales.
- 03 Muestra HU-SO-70 (150X), abundantes y diminutos cristales de minerales opacos en la matriz, fenos de plagioclasas parcialmente corroídos por vidrio de la matriz.
- 04 Muestra HU-SO-57A (150X), microlitos de plagioclasas, el olivino se altera a serpentina e iddingsita, los piroxenos a limonita en los bordes; presencia de vidrio intersticial.
- 05 Muestra HU-SO-33A (150X), los anfíboles son escasos y ocurren como fenos, casi siempre reemplazados en los bordes por minerales opacos; entre los piroxenos predomina la augita, con escasa hyperstena.
- 06 Muestra HU-SO-16 (75X), argilización y cloritización débiles, plagioclasas alteradas a arcillas y piroxenos a limonitas; escasa biotita alterando a limonita y cloritas.
- 07 Muestra HU-SO-54A (75X), las plagioclasas se encuentran macladas y algunas están zonadas, la textura es porfírica, parcialmente glomerofídica y poikilítica.
- 08 Muestra HU-SO-31B (75X), matriz microgranular compuesta por plagioclasas, piroxenos, biotitas y minerales opacos. parece haber dos tipos de piroxenos que son la augita y la hyperstena.
- 09 Muestra Ma-030800 (75X), argilización débil, el feldespato potásico se encuentra en la matriz, la matriz es aproximadamente el 58% y está constituida por plagioclasa, feldespato potásico, vidrio y arcillas.
- 10 Muestra Ma-020800 (75X), argilización débil, la matriz está conformada por plagioclasas, feldespato potásico y arcillas con algunos sectores de vidrio.
- 11 Muestra Ma-080900 (75X), argilización débil, argilitización, oxidación, carbonatación, serpentización, sericitización incipientes; intercrecimiento simplectítico de opacos y piroxenos, plagioclasas ligeramente alteradas por cloritas, calcita.
- 12 Muestra Ma-030900 (75X), argilización débil, cloritización, serpentización, oxidación incipientes; aglomerados de plagioclasa, piroxenos y opacos, finas venillas de cloritas y óxidos de Fe.

- 13 Muestra Ma-130600 (75X), matriz microcristalina compuesta esencialmente por feldespatos y piroxenos en menor medida, los que se encuentran transformándose a anfíboles (uralitización) y débilmente alterados a cloritas.
- 14 Muestra Ma-320600 (75X), matriz microcristalina criptocristalina, en la que se pueden reconocer granos de piroxenos y feldespatos.
- 15 Muestra Ma-330600 (75X), la matriz está compuesta por vidrio y material criptocristalino, en zonas devitrificada a feldespato potásico.
- 16 Muestra Ma-340600 (75X), generalmente los fenos de piroxenos se encuentran maclados a veces formando nidos junto con fenos de plagioclasas; escasos microfenos de olivino
- 17 Muestra Ma-310600 (75X), matriz vítrea a criptocristalina, compuesta por vidrio y diminutos minerales de ANFs, Ops y bt, a veces PXs. Nidos de ANFs a veces intercrecidos con Ops, los fenos de bt subidiomórficos a idiomórficos.
- 18 Muestra Ma-300600 (75X), matriz microcristalina fluidal compuesta por pequeños minerales tabulares de FPs, ANFs y bt, embebidos en una matriz criptocristalina; la bt ocurre en pequeños fenos tabulares.
- 19 Muestra Ma-270600 (75X), la matriz es criptocristalina, en sectores con apariencia fluidal marcada por diminutos minerales tabulares de FPs. Los fenos de bt y ANFs subidiomórficos a idiomórficos.
- 20 Muestra Ma-600800 (175X), matriz vítrica con inclusiones de microlitos, las plagioclasas presentan inclusiones de vidrio, intercrecimiento simplectítico de opacos y piroxenos.

RESUMEN

El presente trabajo de investigación tuvo como finalidad demostrar, a través del estudio petrográfico y geoquímico, los contrastes petroquímicos a lo largo de una transversal Este – Oeste de las rocas volcánicas del Grupo Barroso, expuestas entre los paralelos 16°30' y 17°30' Sur, en una zona de estudio dividida en dos sectores: Occidental (cuadrángulos de Huaytire y Tarata) y otra Oriental (cuadrángulo de Mazo Cruz).

La petrografía indica que en el Sector Occidental la andesita ejerce el control petrográfico, mientras que en el Sector Oriental lo hacen las traquitas. La geoquímica define un carácter calco-alcalino de las rocas del Grupo Barroso, compuestas por traquiandesitas basálticas a andesitas, en el Sector Occidental; y traquiandesitas a traquidacitas, en el Sector Oriental. La evolución e incremento de los elementos traza evidencian el fraccionamiento del magma a través de la corteza y en dirección occidental-oriental, con fuerte control de la plagioclasa.

Petrogenéticamente, las rocas del Grupo Barroso se han generado en un ambiente tectónico relacionadas con zonas de subducción. Los diagramas de elementos mayores y trazas sugieren que la cristalización fraccionada es el proceso genético por el cual se han generado esta serie de rocas.

Los magmas que dieron origen a las rocas volcánicas del Sector Occidental formaron fases sulfuradas, mientras que las rocas del Sector Oriental presentan una componente de afectación hidrotermal con mayor evolución en su proceso, lo que sugiere que podrían albergar mineralización.

ABSTRACT

The present research aimed to demonstrate, through the petrographic and geochemical study, the petrochemical contrasts along a transverse East - West of the volcanic rocks of the Barroso Group, exposed between the parallels $16^{\circ} 30'$ and $17^{\circ} 30'$ South, in a zone of study divided in two sectors: Occidental (quadrangles of Huaytire and Tarata) and another Oriental (quadrangle of Mazo Cruz).

The petrography indicates that in the Western Sector the andesite exerts the petrographic control, whereas in the Eastern Sector they do the trachytes. Geochemistry defines a calco-alkaline character of the rocks of the Barroso Group, composed of basaltic trachyandesites to andesites, in the Western Sector; and trachyandesites to trachydacites, in the Eastern Sector. The evolution and increase of the trace elements evidences the fractionation of the magma through the crust and in the western-eastern direction, with strong control of the plagioclase.

Petrogenetically, the rocks of the Barroso Group have been generated in a tectonic environment related to subduction zones. Diagrams of major elements and traces suggest that fractional crystallization is the genetic process by which this series of rocks has been generated.

The magmas that gave rise to the volcanic rocks of the Western Sector formed sulfur phases, whereas the rocks of the Eastern Sector present a component of hydrothermal affectation with greater evolution in their process, which suggests that they could harbor mineralization.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN PROBLEMÁTICA

La literatura clásica nos muestra al sur del Perú como una zona volcánica producto del proceso de subducción. La convergencia litosférica provoca la superposición de las placas; el límite de estas es la margen continental.

El área de estudio pertenece a la denominada Zona Volcánica Central (CVZ), donde eventos volcánicos se registran desde el Paleozoico y sus productos son el resultado de distintos factores que intervienen en la génesis de los magmas como son la temperatura, presión, condiciones adiabáticas, etc., combinadas con el ángulo de subducción, la velocidad de la misma, el grosor cortical y el ambiente tectono magmático en general. Este contexto geológico provee la oportunidad de estudiar la naturaleza del magmatismo asociado al fenómeno de subducción y establecer la relación de esta con la mineralización.

El Grupo Barroso, como un evento volcánico producto de este ambiente genético y tectono magmático, debe responder a las características químicas propias del sistema. El estudio de los elementos mayores y elementos traza de una serie de rocas coleccionadas con criterio geográfico intentará reconocer esta inferencia y relacionarla con el potencial de mineralización en el área de estudio.

1.2. FORMULACIÓN DEL PROBLEMA

En el transcurso de la investigación se resolverá las siguientes interrogantes:

- **Problema general.**

¿Cuál es la correlación litogeoquímica y litoestratigráfica de los centros de emisión de los volcánicos del Grupo Barroso y su relación con la mineralización?

- **Problemas específicos.**

¿Cómo indicará la caracterización litoestratigráfica de los centros de emisión volcánica del Grupo Barroso la relación con la mineralización?

¿Cómo nos indicará la caracterización litogeoquímica el ambiente geotectónico y su relación con la mineralización?

1.3. JUSTIFICACIÓN

Las observaciones de campo de realizadas por distintas brigadas de campo en la zona, han llevado a definir dos grandes áreas en cuanto a la química de las rocas ígneas y en relación a la distancia de la fosa oceánica: rocas básicas hacia la costa y rocas ácidas hacia el este.

Esta investigación permite llegar a las mismas conclusiones, pero utilizando una herramienta diferente, la misma que podría aplicarse como guía de exploración. Dado que los elementos mayores y elementos traza son producto de los procesos y dinámica de la fusión en el manto, éstos están relacionados con la formación de yacimientos minerales.

1.4. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.4.1. Objetivo general

Contribuir al conocimiento de las características litogeoquímicas y litoestratigráficas del Grupo Barroso y su relación con la mineralización, entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur.

1.4.2. Objetivos específicos

- Determinar la caracterización litogeoquímica y evolución petrogenética del Grupo Barroso a partir de los análisis químicos de los elementos mayores y trazas de las rocas recolectadas entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur.
- Establecer la litoestratigrafía y el grado de relación que existe entre los sistemas volcánicos del Grupo Barroso y la mineralización, entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur.

- Presentar la investigación como Tesis de Grado para obtener el Título Profesional de Ingeniero Geólogo de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

1.5 HIPÓTESIS Y VARIABLES

1.5.1 Hipótesis general

El análisis litogeoquímico establecerá el grado de relación con la mineralización de las rocas del Grupo Barroso entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur.

1.5.2 Hipótesis Específica

La identificación de las similitudes y diferencias litogeoquímicas existentes entre los sistemas volcánicos y la mineralización de las rocas del Grupo Barroso entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur, determinará cuáles de estos sistemas son más propicios para la mineralización.

1.5.3 Identificación de variables

Las variables son de tipo cuantitativas:

Variable independiente: Análisis litogeoquímico de rocas.

Variable dependiente: Mineralización de los sistemas volcánicos de las rocas del Grupo Barroso.

1.6 METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

1.6.1 Tipo y diseño de la investigación.

De acuerdo a las variables propuestas y al objetivo general y específico de la investigación, la metodología aplicada es de tipo descriptivo, por realizar el tratamiento estadístico de los datos de laboratorio; así como también es de tipo aplicada y comparativa debido a la utilización de instrumentos calibrados y la comparación con diagramas de otros autores para el análisis. De esta manera, el diseño del trabajo de investigación es correlacional.

1.6.2 Unidad de análisis.

En el presente trabajo de investigación, la unidad de estudio está constituida por el ente donde se desarrolla y recopila toda la información, es decir, las rocas volcánicas del Grupo Barroso.

1.6.3 Población.

La aplicación de este trabajo se realizó en las rocas del Grupo Barroso localizadas entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur, con una población muestral total de 24 muestras de roca divididas en dos sectores: 9 muestras para el Sector Occidental y 15 muestras para el Sector Oriental.

1.6.4 Muestra.

Las muestras obtenidas son representativas, porque una de ellas puede representar a toda la unidad formacional. En tal sentido, el muestreo no es probabilístico, siendo su selección de manera conveniente (mejor exposición, sin alteraciones), las mismas que consistieron de:

- 24 muestras para petrografía (9 del Sector Occidental, 15 del Sector Oriental).
- 24 muestras para geoquímica (9 del Sector Occidental, 15 del Sector Oriental). Por la técnica de XRF, para elementos mayores, se obtuvieron 14 datos; mientras que, por la técnica de ICP-MS, para elementos traza, se obtuvieron 38 datos, lo que hace la suma de 1248 datos, la misma que constituye la base de datos geoquímica (ver anexo).

1.6.5 Técnicas de selección de datos.

Se realizó de forma indirecta, a través de la información existente en las fuentes bibliográficas, determinando de esta manera las áreas favorables; y de forma directa, a través de la observación de las unidades

formacionales, delimitándolas y escogiendo el lugar favorable para la toma de muestras.

1.6.6 Análisis e interpretación de la información.

Para obtener los resultados finales, se procedió a utilizar la técnica de la triangulación metodológica, para analizar por qué los distintos diagramas geoquímicos podrían arrojar diferentes resultados. Para obtener los diagramas geoquímicos, se utilizó el software Excel MS e IGPet 2007.

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

2.1. ANTECEDENTES DE INVESTIGACIÓN

Newell (1949) realizó un estudio de carácter regional que trata sobre las áreas meridionales del Perú, más adelante aparecen estudios sobre las andesitas de la zona tratando de encontrar la génesis de estas. Entre ellas destacan los trabajos de Lefevre (1979), Goemans (1986), sobre la serie calco-alcalina de las andesitas del sur del Perú en donde se le da un marco regional utilizando geoquímica de elementos mayores y elementos traza. En los últimos años los estudios han alcanzado una mayor escala en la química de los procesos magmáticos. El INGEMMET, en el Proyecto de Actualización de la Carta Geológica del Perú, ha dado nuevos aportes en el entendimiento del origen de este evento al proporcionarnos cartografiados más precisos así como dataciones. Por otra parte, James (1983) propone un modelo en la contaminación cortical en el Centro y Norte de los Andes. Boyle et al. (1990) muestra la caracterización geoquímica en el Sur del Perú desde el Cretácico al Plioceno; Pitcher et al. (1985) también aborda parte de los problemas en el sur peruano. Davidson et al. (1991) estudia la fuente de los magmas en la Zona Volcánica Central mostrando alternativas en su origen. Rivera (2012) realiza un análisis correlacional entre los volcánicos Toquepala y Barroso, caracterizándolos geoquímicamente. Posteriormente se redactan algunas tesis sobre la petrografía y química de las rocas que conforman el Grupo Barroso en las zonas de Puno y Arequipa.

2.2. BASES TEÓRICAS

2.2.1 Geoquímica General

El concepto de magmatismo se refiere a todos los procesos en los que intervienen los materiales de la Tierra cuando encuentran fundidos o en

forma de magma. Un magma es una mezcla generalmente silicatada que incluye normalmente una fase fluida y una fase sólida. Esta última está formada por minerales heredados de la fuente del magma o formados durante el proceso de enfriamiento. Cuando un magma alcanza la superficie se producen fenómenos volcánicos en los que el magma original puede ser arrojado en diferentes formas sobre la superficie (Volcanismo).

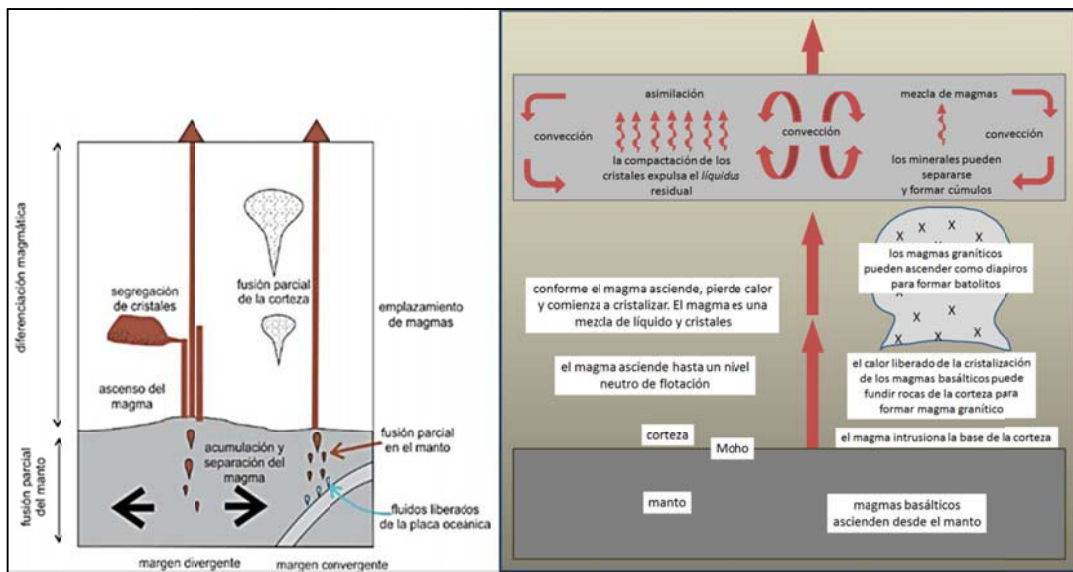


Figura 2.1. Principales procesos magmáticos que ocurren en la generación y diferenciación de magmas, cuyos responsables son varios y su importancia depende del ambiente tectónico, de la composición original del fundido y del tiempo de permanencia en diferentes condiciones físicas de temperatura y presión en el sistema (tomado y modificado de Hernández-Bernal, 2015).

Los procesos de fusión que dan origen a los magmas pueden desarrollarse en diferentes zonas del interior de la Tierra, Los magmas que se emplazan en la corteza de la Tierra se pueden originar dentro del manto, ya sea en el manto litosférico o en el manto astenosférico (Interior de la Tierra); también se pueden originar por fusión de la parte inferior de la misma corteza. En realidad el desencadenamiento de un proceso de

fusión depende de que se reúnan ciertas condiciones físicas y químicas que lo permitan. Por ejemplo, para una misma temperatura, el punto en el que se inicia la fusión de los minerales que forman una roca puede variar debido a la presión. A presiones mayores, se requerirá normalmente una mayor temperatura para alcanzar el punto de fusión inicial de un mineral. Otro factor que puede hacer variar las condiciones de presión y temperatura a la que se inicia la fusión es el contenido de agua u otros volátiles como el CO₂ en las rocas. Normalmente los procesos de fusión son parciales, es decir, la roca no se funde totalmente y solo lo hacen ciertos grupos de minerales.

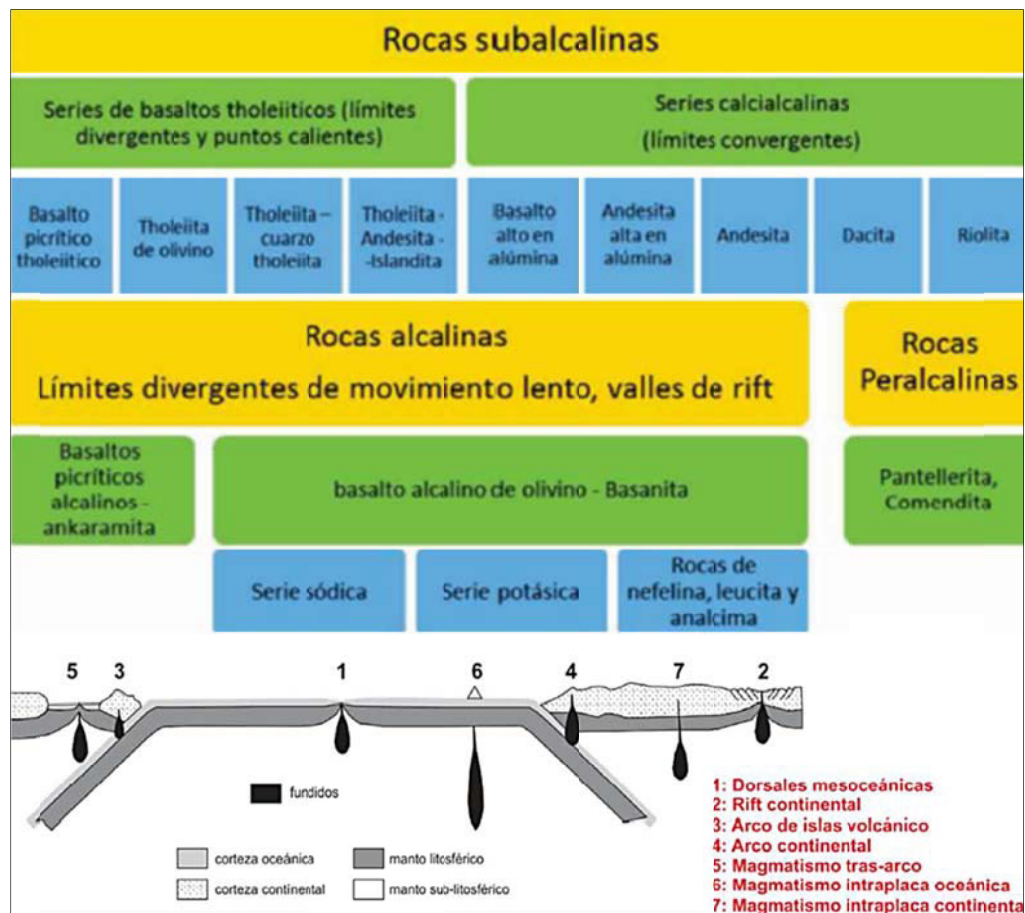


Figura 2.2. Clasificación de las rocas volcánicas en relación a las series magmáticas (alcalina y subcalina). Se muestra un esquema de los posibles ambientes tectónicos relacionados a cada serie (tomado y modificado de Hernández-Bernal, 2015).

A partir de la formación de magma por fusión en diferentes puntos del interior de la Tierra se pueden originar, con ayuda de la distorsión de las rocas en el interior de la Tierra, cuerpos más grandes de magma que, por diferencia de densidad con la roca caja, comienzan a ascender. El estilo y rapidez del ascenso pueden variar dependiendo de la fluidez del magma y del estado físico y el fracturamiento de la roca caja. En su camino de ascenso, los magmas pueden estacionarse en ciertos niveles en donde en ocasiones forman cámaras magmáticas de tamaño variable. Las cámaras magmáticas que se encuentran cerca de la superficie son normalmente las que alimentan a los grandes volcanes. Cuando el magma asciende rápidamente por una corteza frágil y fracturada, se forman numerosos conductos de ascenso que pueden originar pequeños volcanes o actividad volcánica a lo largo de fisuras.

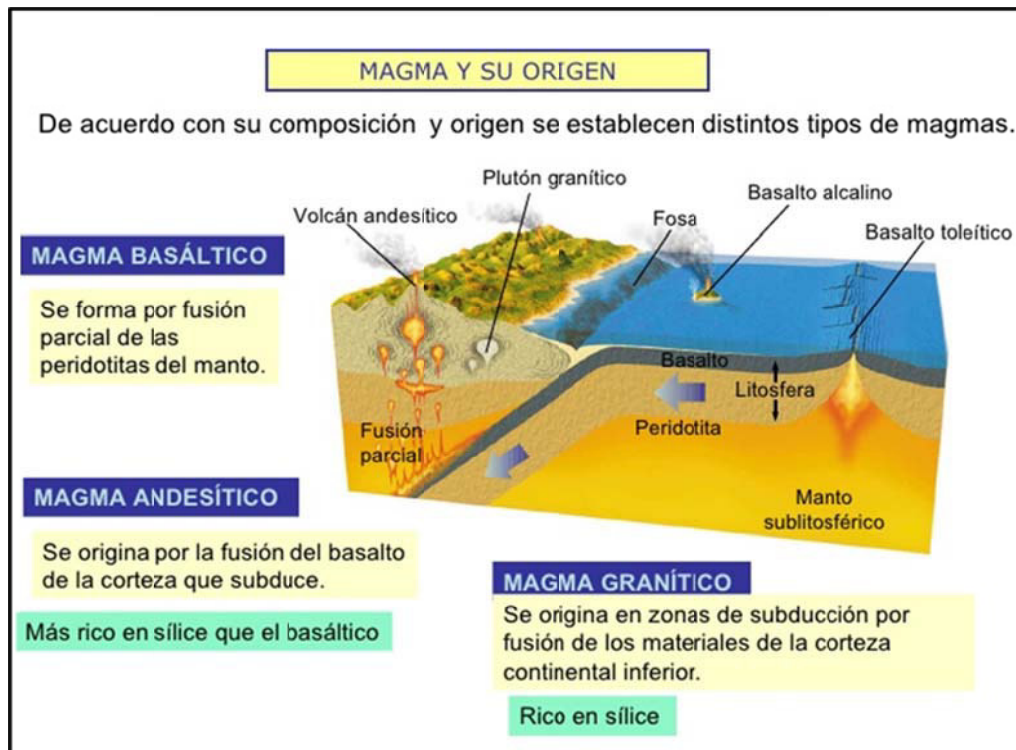


Figura 2.3. Tipos de magma de acuerdo a su composición, referente al contenido de sílice (modificado de Winter, 2000).

En su camino de ascenso los magmas cambian muy frecuentemente de composición química, de tal manera que es relativamente raro encontrar en superficie cuerpos magmáticos que tengan la misma composición que cuando se formaron a profundidad por fusión parcial.

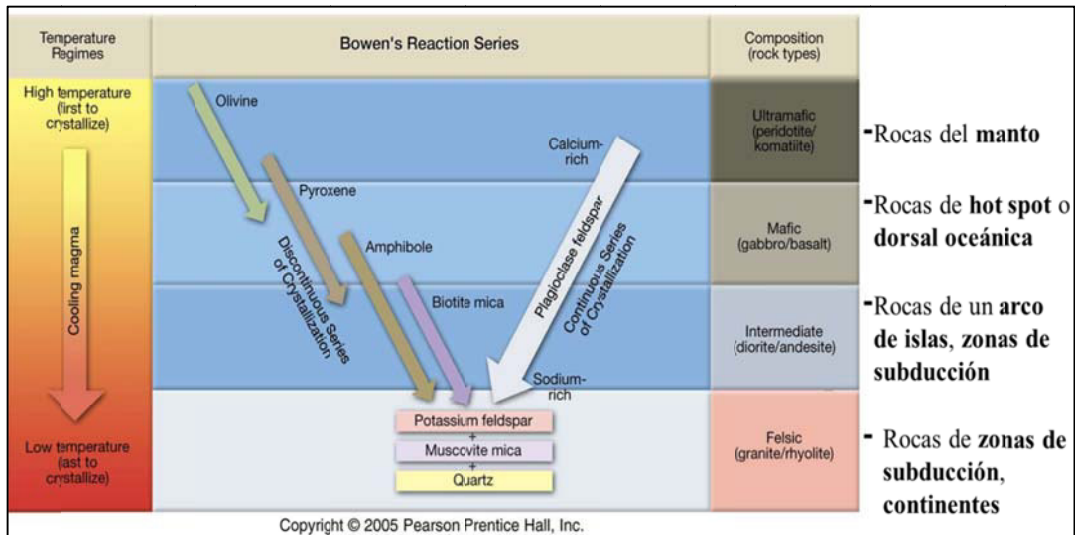


Figura 2.4. Orden de cristalización de los minerales de los magmas basálticos en el interior de la Tierra. Bowen describió estas series en 1915 y 1922, y las incluyó en su conocido tratado sobre la cristalización de rocas ígneas de 1928 (*The evolution of the igneous rocks*) donde demostró que si los componentes sólidos de un magma permanecen en contacto con el fundido restante, reaccionaran químicamente y evolucionan al siguiente mineral de la secuencia. Por esta razón, la disposición de los minerales llegó a ser conocida como la serie de reacción de Bowen (modificado de <http://slideplayer.es/slide/3471709/>).

Los procesos más comunes que producen cambios en la composición del magma se relacionan con la separación de minerales que se van formando a partir del fluido magmático (cristalización fraccionada) y por la incorporación y asimilación de fragmentos arrancados de las paredes de la roca caja. También puede ocurrir que un magma se mezcle en su camino de ascenso con magmas de diferente composición.

El cambio en la composición de un magma por la separación de grupos de minerales cristalizados a partir de él, se debe a que no todos los

minerales se forman al mismo tiempo ni tienen la misma composición. Así, los primeros minerales que se forman, como el olivino, se pueden separar y empobrecer al magma en los elementos dominantes del olivino como el magnesio.

El concepto de las series de reacciones de Bowen expresa, aunque en forma muy simplificada, el orden común en el que se formarían los minerales más abundantes de un magma a partir de la cristalización de su fase fluida y de la transformación de los primeros minerales formados.

Se ha establecido (Dalmayrac et al, 1988) que el grado geotérmico de la corteza síalica es incapaz de producir granitoides por anatexia; no se ha observado la formación de estos granitos a dos micas en el Perú, aunque en la Hoja de Azángaro (30-v) cerca al poblado de Yaracancha, al NO de Azángaro, se ha reportado un posible granito de este tipo (comunicación personal con el Ing. Agapito Sánchez). Sumando a esta observación el carácter básico de los plutones calca-alcalinos de los andes, se pensaba en que el magma podría provenir, según:

- Del manto superior con asimilación de la base de la corteza síalica.
- De una diferenciación a partir del manto superior
- De una mezcla, a lo largo de una zona de subducción de la corteza oceánica y de los sedimentos que ella contiene.

Para establecer las relaciones que debe tener el volcanismo observado al sur del Perú con la zona de subducción, se debe admitir los siguientes parámetros para verificar estas relaciones:

- a. Naturaleza y origen de los magmas.
 - Plutonismo calco alcalino
 - Origen del magma profundo

- b. Contenido de potasio.
 - Las razones K_2O/SiO_2 debe aumentar cuando se aleja de la costa.
- c. Edad de las intrusiones.
 - La edad de los plutones debe decrecer conforme se aleja de la fosa.
- d. Tectónica
 - Se verifica la migración de los sistemas de fallas transcurrentes en dirección este.
 - Se verifican las diferentes inclinaciones de la placa subducida (Nazca) bajo la placa Continental.

2.2.2 Composición Química De Las Rocas

El objetivo principal de la geoquímica es la caracterización e identificación de los procesos geológicos que actúan en ambientes geotectónicos distintos a través del comportamiento de los elementos químicos, los cuales pueden ser elementos mayores, elementos menores y elementos trazas.

Las composiciones químicas y mineralógicas de las áreas fuentes ejercen fuerte control sobre las rocas magmáticas derivadas.

La composición del área fuente es función del ambiente tectónico envuelto. Los elementos mayores y trazas monitorean la evolución del área, mientras que la proporción (ratio) isotópica inicial no se modifica durante los procesos de fusión o la cristalización fraccionaria.

Los procesos de mezcla son comunes, sobre todo aquellos que se originaron en el manto (ejemplo, los basaltos oceánicos, continental, arcos de islas, etc.).

Muchas rocas magmáticas son productos de la segregación durante el proceso de la intrusión. En las cámaras magmáticas, los procesos

geológicos diferentes modifican la composición química del magma primario. Así actúan la cristalización fraccionaria, mezcla magmática, o la acción concomitante de un grupo de procesos. Para reconocer estos procesos, un grupo de datos geoquímicos son necesarios: los elementos mayores, trazas, isótopos estables e inestables.

The Geochemical Periodic Table

H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rd
Fr	Ra	Ac															

La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Ac	Th	Pa	U											

Volatiles	First Series Transition Metals	Alkali/Alkaline Earth Trace Elements
Semi-Volatiles	High Field Strength Elements	Rare Earths & Related Elements
Major Elements	Noble Metals	U/Th Decay Series Elements

Figura 2.5. Tabla periódica geoquímica donde cada elemento está agrupado de acuerdo a su comportamiento geoquímico. Los elementos K, Ti, Mn y P, son tradicionalmente incluidos como elementos mayores, pero aquí se incluyen como elementos traza (tomado de White, 2003).

Después del proceso de la intrusión la composición química de las rocas puede alterarse por la desgasificación, o interactúa con fluidos post-magmáticos o meteóricos. En el primer caso, puede obtenerse datos de los isótopos estables (como oxígeno) y para el segundo, la geoquímica de elementos mayores sería suficiente.

Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos componentes químicos de una roca cuya proporción en la misma normalmente supera el 1%. Su concentración se expresa en tanto por ciento en peso (% wt) de los óxidos correspondientes, y su suma debe ser próxima a 100. Los elementos mayores tradicionalmente considerados son diez: Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, Ti, Mn y P, aunque los cuatro últimos están en discusión (figura 2.5), y son usados principalmente en la clasificación de rocas, en la construcción de diagramas de variación y como comparación con las composiciones de rocas determinadas experimentalmente, en donde las condiciones de formación son conocidas. Además, los elementos mayores son usados a veces acompañados de los elementos traza, en la identificación del ambiente tectónico. Debido a que el movimiento de placas y la actividad tectónica asociada pueden alterar o destruir gran parte de la información acerca de los ambientes de depósito originales, la procedencia de los remanentes puede deducirse de la evidencia química contenida en el registro de la roca. La movilidad de los elementos mayores está controlada principalmente por tres factores: estabilidad y composición de los minerales de la roca inalterada, de los minerales en el producto de alteración y composición, temperatura y volumen de la fase fluida.

Elementos menores

Son aquellos que están en un rango de 0.1 a 1%, estos son el TiO_2 , MnO , P_2O_5 y CO_2 , pero aquí se les trata como elementos mayores por la diferencia marcada en porcentaje frente a los elementos traza.

Elementos trazas

Reciben el nombre de Elementos Traza cualquiera de los elementos de la tabla periódica, que podemos encontrar en concentraciones más o menos

alta en una roca, exclusión hecha de los elementos mayores y elementos menores. Su concentración se expresa en partes por millón (ppm) o, excepcionalmente (si su contenido en una roca concreta es muy alto) en tanto por ciento del óxido correspondiente. Los elementos que desde el punto de vista de la Petrología ígnea son considerados como traza (Rb, Ba, Pb, Sr, La-Lu, Th, U, Y, Zr, Hf, Ta, Cu, Co, Ni, Sc, V y Cr), no forman minerales en los que ellos son constituyentes principales.

Cuando el manto terrestre es fundido, los elementos traza muestran una preferencia en cuanto a permanecer en el residuo sólido (elementos compatibles) o en el líquido obtenido (elementos incompatibles). Esto se debe a que los elementos compatibles tienen radio iónico y valencia aproximadamente iguales a los elementos mayores y menores que les sustituyen en la estructura cristalina.

De manera general, corresponden al grupo de minerales de transición. Ocurre lo inverso con los elementos incompatibles.

Tierras Raras

Las denominadas “tierras raras” (o REE, por Rare Earth Elements) son un grupo de 17 elementos químicos indispensables para la tecnología moderna. Se los emplea en campos tan dispares como la elaboración de imanes para los discos duros, en las lámparas halógenas o en la construcción de equipos de diagnóstico por resonancia magnética nuclear. A pesar de lo que su nombre indica, no son más escasos que el plomo o el oro, pero a menudo resultan difíciles de separar de los minerales que los acompañan. La denominación “tierra” proviene de la antigua denominación que se daba a los óxidos, y en cuanto a lo de “raras”, no se refiere a la poca o mucha cantidad que existe de ellos, sino a lo complicado que resulta en algunos casos separar el elemento de los minerales que lo acompañan. Las Tierras Raras generalmente son

divididos en dos grupos (figura 2.6), las Tierras Raras Livianas o “Light Rare Earth Elements” (lantano, cerio, praseodimio, neodimio, promecio y samario) y las Tierras Raras Pesadas “Heavy Rare Earth Oxides” (europio, gadolinio, terbio, disprosio, holmio, erbio, tulio, iterbio y lutecio), con Y incluido dentro de este último grupo debido a su similitud con Ho, pues aunque el Y no posee ningún electrón f, en muchos procesos geoquímicos este se comporta similarmente al Ho por su estados de oxidación trivalente y casi idéntico radio iónico. Las Tierras Raras son incompatibles, es decir que tienden a concentrarse en la fase fundida que resulta de la fusión parcial del manto, permaneciendo durante la cristalización fraccionada de un magma.

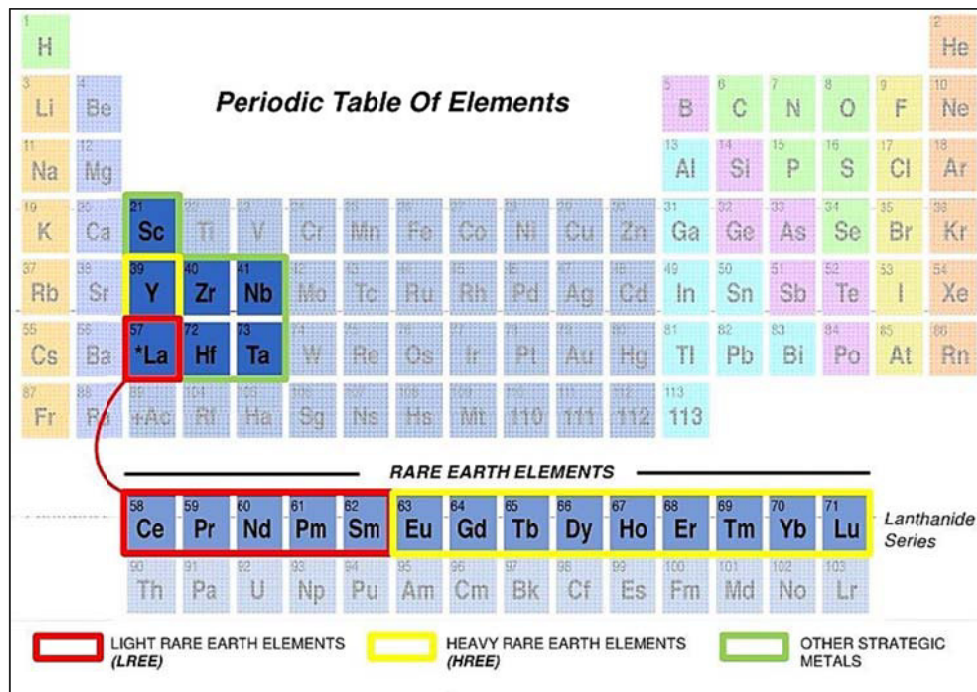


Figura 2.6. Clasificación de las tierras raras. Este nombre podría llevar a pensar que se tratan de elementos escasos, pero no es así. Elementos como el cerio, el itrio y el neodimio son más abundantes que el plomo; y el tulio (el más escaso) es más abundante aún que el oro y el platino (fuente www.tasmanmetals.com).

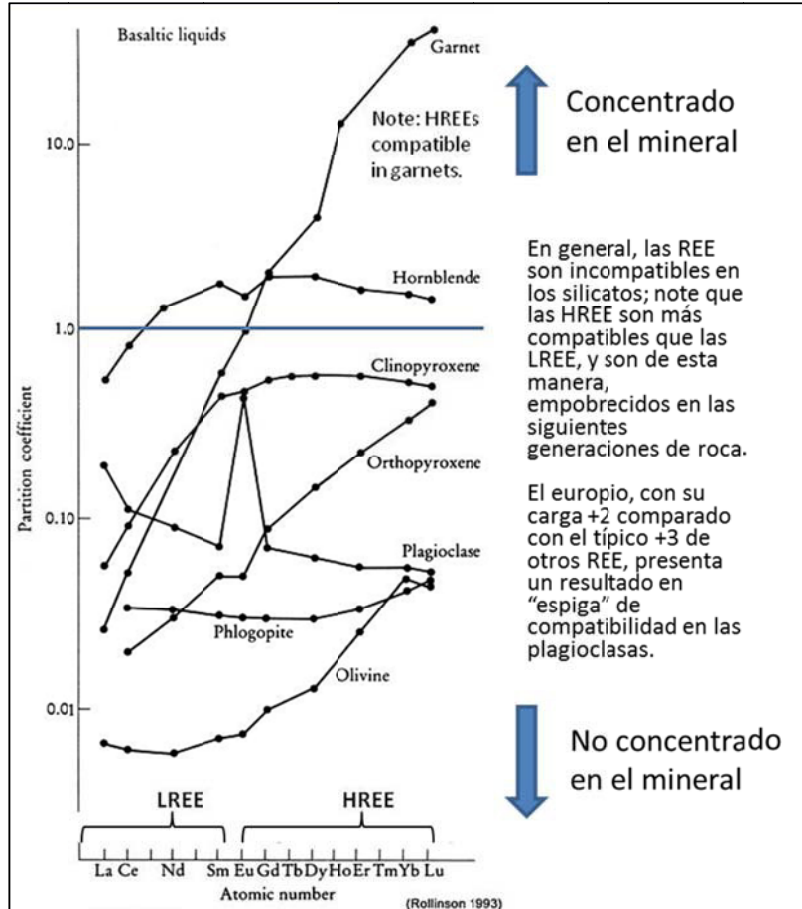


Figura 2.7. La anomalía (en “espiga”) del europio se debe a su alta compatibilidad en las plagioclasas. Las HREE son más compatibles que las LREE en un amplio rango de silicatos. Modificado de Rollinson, 1993.

Una de las causas que condiciona el valor D (Mineral/Fundido), es decir la entrada de Tierras Raras en las redes minerales, es su radio iónico (R.I). Las tierras raras livianas que tienen mayor radio iónico se introducen en los feldespatos y el apatito, así como en la esfena donde hay una fuerte concentración porque fracciona fuertemente las Tierras Raras Pesadas. Además del apatito y la esfena, también el circón puede fraccionar fuertemente las Tierras Raras en los líquidos evolucionados. El granate admite en su red las Tierras Raras Pesadas que tiene un radio iónico relativamente menor, pero no admite las Tierras Raras Ligeras que quedan relativamente concentrados en el fundido (figura 2.7).

Durante los procesos secundarios que puede afectar a las rocas después de su cristalización (alteraciones, metamorfismo) las Tierras Raras Pesadas se comportan como inmóviles, por lo que su estudio es especialmente interesante en las series volcánicas antiguas para tratar de identificar su posición paleotectónica. En cambio las Tierras Raras Livianas probablemente son móviles. Las REE proveen datos adicionales en la formulación de modelos petrogenéticos (figura 2.8).

Químicamente asociado por diferentes proporciones, estos elementos son los componentes de muchísimos minerales: más de 250 minerales diferentes contienen Tierras Raras como impurezas, cuyas aleaciones puede lograr distintos porcentajes. Alrededor de 55, son típicos portadores de minerales de tierras raras con aleaciones mayores de 10%.

Elemento	Uso como indicador petrogenético
Ni, Co, Cr	Elementos altamente compatibles. El Ni y Co se concentran en el olivino, el Cr en la espinela y clinopiroxenos. Altas concentraciones indican fuente mantélica, fraccionamiento ilimitado o acumulación de cristales.
V, Ti	Ambos muestran fuerte fraccionamiento en los óxidos de Fe-Ti. Si ellos se comportan de manera diferente, el Ti fracciona en una fase accesoria, tal como titanita o rutilo.
Zr, Hf	Elementos muy incompatibles que no sustituyen fases en los silicatos mayores (aunque pueden reemplazar al Ti en la titanita o rutilo). Altas concentraciones implican un enriquecimiento en la fuente o una vasta evolución líquida.
Ba, Rb	Elementos incompatibles que sustituyen al K en las micas, feld-K u hornblenda. El Rb sustituye menos en la hornblenda que en las micas y el feld-K, así que la relación K/Ba permitiría distinguir estas fases.
Sr	Sustituye al Ca en las plagioclasas (pero no en los piroxenos) y en menor extensión al K en los feld-K. Se comporta como elemento compatible a baja presión donde la plagioclasa se forma tempranamente, pero actúa como elemento incompatible a alta presión donde la plagioclasa es poco estable.
REE	Tienen muchos usos para modelar la evolución de un líquido. El granate acomoda más a las HREE que a las LREE, y en ortopiroxenos y hornblenda tienen menos desarrollo. La titanita y plagioclasa acomodan más LREE, Eu ⁺² es fuertemente particionado en la plagioclasa.
Y	Comúnmente incompatible. Fuertemente particionado en granate y anfíbol. Titanita y apatito también lo concentran. Así que su presencia puede ser significativa.

Figura 2.8 Elementos traza y REE tomados como indicadores petrogenéticos (tomado de Toselli, 2010; citando a Green, 1980).

Sólo los tres más comunes son la base principal de la actual industria de tierras raras. Monacita, xenotima son minerales de fosfato, mientras que la bastnaesita es un fluorocarbonato.

2.2.3 Procedimientos Analíticos

Para los elementos mayores, la selección está entre la XRF y el ICP. Para la XRF la muestra se prepara como una perla fundida, mientras que para el ICP es preciso llevarla a disolución. Sin embargo, el método del ICP es extremadamente rápido, aunque la XRF es más precisa.

Para los elementos traza, hay mucha más capacidad de elección, ya que los siguientes métodos serían apropiados: XRF, ICP, INAA, RNAA, AAS, IDMS, SSMS e ICP-MS. Teniendo en cuenta la cuestión de qué elementos van a ser analizados, la XRF y el ICP son los más versátiles, ya que combinan un amplio rango de elementos con buena precisión y bajos límites de detección. Los elementos más ligeros que el Na no se pueden determinar por XRF, y debe utilizarse la AAS o el ICP. Para elementos presentes en bajas concentraciones (REE, Th, Ta, U, Hf, etc.) se requieren técnicas analíticas con bajos límites de detección, tales como INAA, RNAA, IDMS, SSMS e ICP-MS. No obstante, con el ICP (e incluso con la XRF) se pueden obtener buenos resultados en REE mediante métodos de separación y pre concentración con columnas de resina de intercambio iónico.

El material fue analizado por el laboratorio GeoLabs, el cual cumple con los requerimientos para analizar las muestras en un Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometer (ICP – MS), así como X-ray fluorescence (XRF).

Espectrometría de Masas de Plasma (ICP-MS).

La espectrometría masas por plasma acoplado inductivamente ICPMS es altamente sensible y capaz de determinar de forma cuantitativa casi todos

los elementos presentes en la tabla periódica que tengan un potencial de ionización menor que el potencial de ionización del argón a concentraciones muy bajas (nanogramo/litro o parte por trillón, ppt). Se basa en el acoplamiento de un método para generar iones (plasma acoplado inductivamente) y un método para separar y detectar los iones (espectrómetro de masas).

La muestra, en forma líquida, es transportada por medio de una bomba peristáltica hasta el sistema nebulizador donde es transformada en aerosol gracias a la acción de gas argón. Dicho aerosol es conducido a la zona de ionización que consiste en un plasma generado al someter un flujo de gas argón a la acción de un campo magnético oscilante inducido por una corriente de alta frecuencia. En el interior del plasma se pueden llegar a alcanzar temperaturas de hasta 8000 K. En estas condiciones, los átomos presentes en la muestra son ionizados. Los iones pasan al interior del filtro cuadrupolar a través de una interfase de vacío creciente, allí son separados según su relación carga/masa. Cada una de las masas sintonizadas llega al detector donde se evalúa su abundancia en la muestra (Corral, 2006).

Espectroscopia de Fluorescencia de Rayos X (XRF).

Es un método clásico para determinar los elementos principales y menores, así como algunos elementos de trazas. Las ventajas de usar la XRF son su precisión, exactitud, brevedad del tiempo de análisis, la capacidad de presentar la muestra como sólido, no como líquido, y su naturaleza multielemento.

La fusión con metaborato de litio y los pelets comprimidos son las dos técnicas de preparación de muestras estándar de la industria para los análisis de fluorescencia de rayos X. La fusión con metaborato de litio se usa para elementos con un número atómico bajo; los pelets comprimidos

se usan para los elementos con un número atómico más alto. La fusión implica fundir la muestra con castina y verterla en un disco de cristal; es apropiada para el análisis de elementos principales. Cuando las determinaciones de elementos de trazas son necesarias o las muestras presentan una alta concentración de minerales sulfurosos, bien se requieren fusiones especializadas o se puede utilizar la técnica de pelet comprimido (Fernández-Ruiz, 2010).

CAPÍTULO III

GENERALIDADES

3.1 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

La zona de estudio (figura 3.1) comprende desde el paralelo 16°30’ hasta el paralelo 17°30’, y ha sido dividida en dos sectores, uno occidental que incluye a los cuadrángulos de Tarata (35-v), Huaytire 34-v) y otro oriental que incluye al cuadrángulo de Mazo Cruz (34-x). La accesibilidad se logra a través de la carretera que une Moquegua con Desaguadero, tomando diversos desvíos.

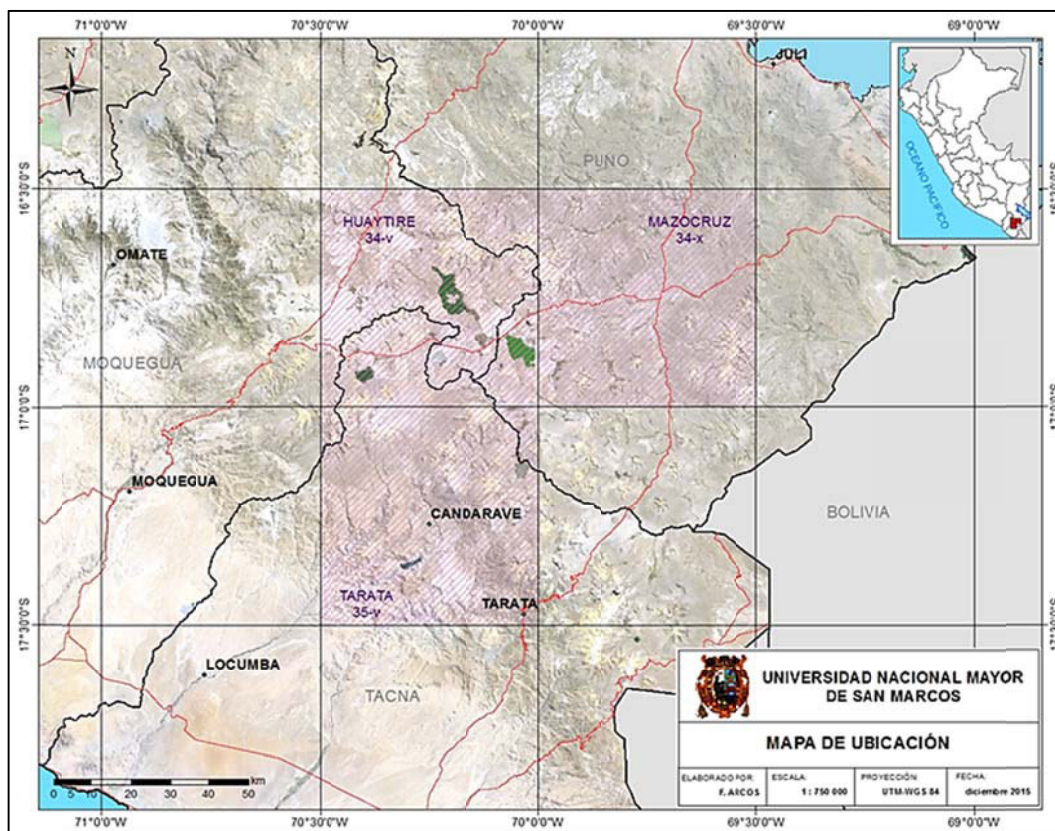


Figura 3.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

3.2 RELIEVE, HIDROGRAFÍA Y CLIMA

El relieve del área de estudio es de naturaleza abrupta. Grandes elevaciones y profundos valles son constantes, así como planicies y pampas a elevadas altitudes. La región está drenada por ríos que fluyen al Océano Pacífico en el flanco occidental, y hacia el Lago Titicaca en el flanco oriental, siendo el patrón de drenaje detrítico e incisivo.

En general, hay dos tipos de climas principales los que dependen de la topografía: un “clima cordillerano” y otro “clima altiplánico”.

El Altiplano tiene un período frío entre mayo y agosto, con temperaturas máximas entre octubre y marzo (época de máxima precipitación). El “clima cordillerano” es de tipo Puna y de Valle. El clima de Puna alta tiene un régimen de estaciones similar al Altiplano, teniendo los meses más fríos entre mayo y setiembre con temperaturas que descienden hasta 10°C bajo cero. El clima de valle es más templado, propiciando el cultivo de varias especies de plantas.

3.3 GEOMORFOLOGÍA

De Oeste a Este se observan los siguientes rasgos morfoestructurales:

- **Cordillera Occidental.** Constituye la unidad morfoestructural más relevante en el Sur del Perú. Hacia el flanco oeste está compuesta por una cadena de aparatos volcánicos, mientras que en el flanco este está compuesta por calderas y domos volcánicos, con altitudes que llegan hasta los 5100 m s.n.m.
- **Altiplano.** Hacia el oriente de la zona de estudio se extiende esta unidad geomorfológica en la que se observan planicies de flujos de lavas, depósitos piroclásticos y volcanoclásticos, con altitud promedio de 4100 m s.n.m.



Fotografía 3.1. Poblado de Mazo Cruz.



Fotografía 3.2. Poblado de Huaytire. Al fondo el volcán Tutupaca y entre ellos, la laguna Suches.



Fotografía 3.3. Poblado de Candarave. Al fondo los volcanes Yucamane, Calientes y Tutupaca.

3.4 GEOLOGÍA REGIONAL

Se ha realizado una síntesis de la geología del área de estudio (figura 3.2), de acuerdo al levantamiento geológico a escala 1:100 000 de los cuadrángulos de Tarata (Jaén, H; 1965), Huaytire y Mazocruz (García, M; 1978). También para la geología y la descripción de la litoestratigrafía, se recurrió a las observaciones en campo y a las revisiones geológicas a escala 1:50 000 de los cuadrángulos de Tarata (De la Cruz, N. & De la Cruz, O; 2001), Huaytire (Galdós, J. & Ticona, P; 2000) y Mazo Cruz (Cerrón, F. & Valdivia, E; 2001).

3.4.1 Estratigrafía

La secuencia estratigráfica de la franja estudiada incluye rocas cuyas edades van desde el Mesozoico hasta el Cenozoico.

El Mesozoico está constituido por rocas jurásicas y cretácicas, depositadas en un medio marino. Rocas volcánicas de la Plataforma Costanera son notables para el Jurásico, pasando a formar secuencias netamente sedimentarias hacia la Cordillera Occidental. Las rocas Cenozoicas se componen de secuencias marinas en la costa y continentales en la región cordillerana, conformadas por sedimentos molásicos, volcánico clásticos y rocas volcánicas andesíticas, dacíticas, riódacíticas y riolíticas, erupcionadas desde el Oligoceno hasta el presente y que cubren la Cordillera Occidental y el Altiplano.

3.4.1.1 Mesozoico. El Jurásico inferior está representado por la Formación Junerata (actualmente Formación Chocolate), secuencia volcánica de composición andesítica, seguida por la Formación Pelado, serie conglomerada y calcárea. En el departamento de Moquegua, el Jurásico inferior está representado por la Formación

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

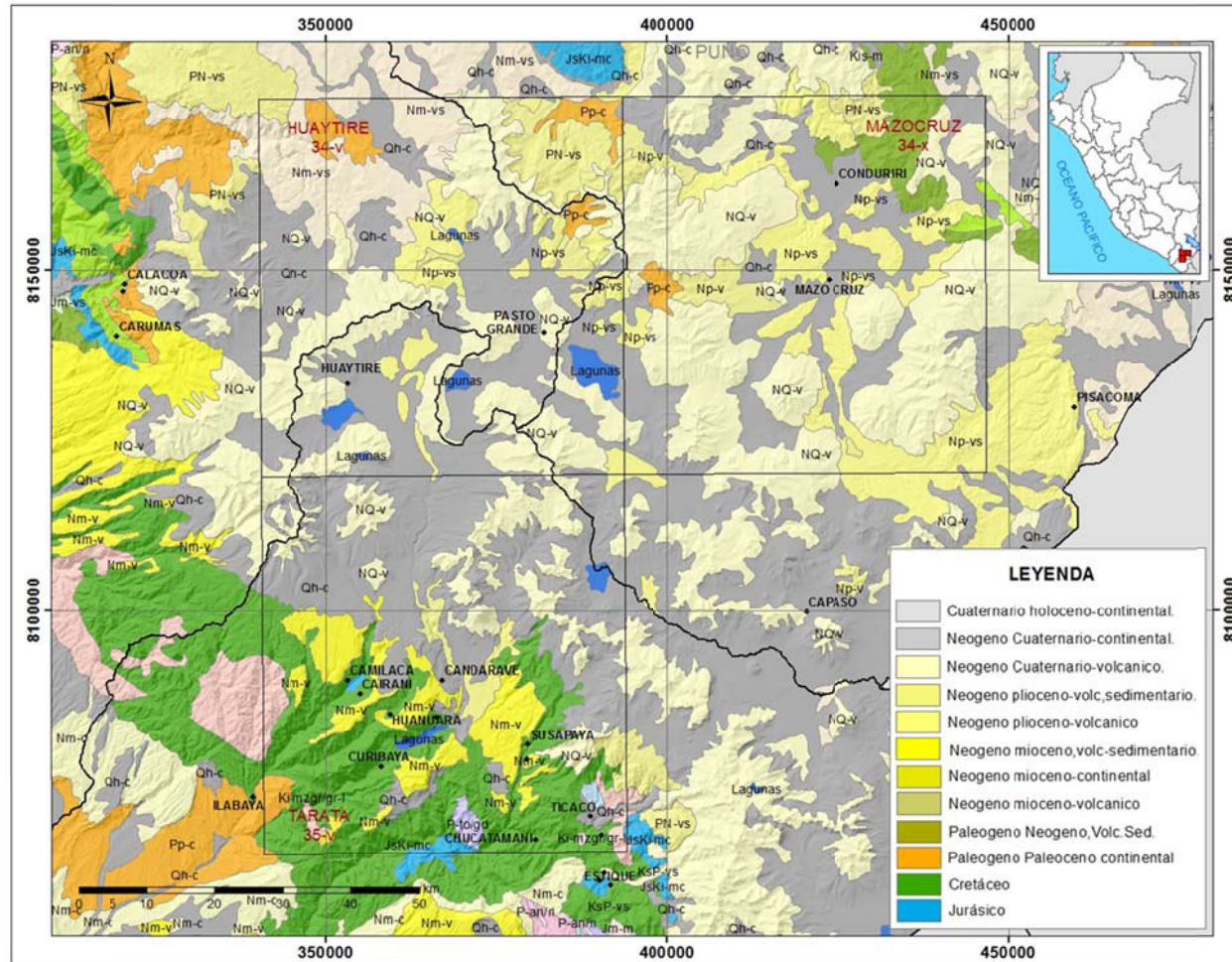


Figura 3.2 Mapa geológico regional de la zona de estudio, escala 1:500 000.

Chocolate conformado por secuencias volcano sedimentarias, constituido por andesitas, dacitas, lavas con estructuras en almohadillas y niveles de arenisca. Hacia el este pasan a facies carbonatadas con calizas grises. El Jurásico medio está representado por la Formación Socosani, conformado por calizas y areniscas. A esta unidad le siguen las Formaciones Puente-Cachíos del Grupo Yura, conformada por secuencias clásticas de cuarcitas, areniscas cuarzosas y lutitas. El Jurásico superior está conformado por la parte central del Grupo Yura, Formaciones Labra y Gramadal, constituidas por cuarcitas, areniscas cuarzosas, lutitas y calizas.

El Cretácico inferior está representado por la parte superior del Grupo Yura, Formación Hualhuani, constituido por cuarcitas gris blanquecinas. Le sobreyacen secuencias de limolitas y cuarcitas de la Formación Murco y seguidas por secuencias carbonatadas de la Formación Arcurquina, llegando hasta la base del Cretácico superior (Pisos Albiano – Cenomaniano). El Cretácico superior está representado por el Grupo Toquepala que consiste de secuencias volcano sedimentarias con grosores de 3500 a 4000 m, donde se aloja la mineralización cuprífera paleógena de Cuajone, Quellaveco y Toquepala.

Hacia el altiplano, el Cretácico superior está conformado por secuencias clástico carbonatadas, limolitas, areniscas rojizas y calizas que conforman las Formaciones Ayavaca, Vilquechico y Muñani. El Cretácico marca su final al depositarse una secuencia de molasas rojizas como conglomerados y areniscas que conforman las formaciones Huanca y Runo del lado occidental y del Grupo Puno del lado oriental.

3.4.1.2 Cenozoico. En la Cordillera Occidental, las secuencias del cenozoico durante el Paleógeno – Neógeno, se inician con un episodio volcánico ocurrido entre el Oligoceno y el Mioceno (30 a 17 Ma; Fornari et al., 2002, Klinck et al., 1986) conformado por el Grupo Tacaza. Litológicamente lo conforman brechas, lavas andesíticas, tobas y, en algunas partes, sedimentos fluviales. Las secuencias del Grupo Tacaza se encuentran plegadas y falladas. Durante el Neógeno sobre el Grupo Tacaza se depositan una secuencia tobácea e ignimbrítica conocida como Formación Huaylillas (25 a 10 Ma; Quang et al., 2005; Noble et al., 2009). Seguidamente el Grupo Maure, constituido por una secuencia de sedimentos y tobas redepositadas en un medio lacustre, sobreyace indistintamente al Grupo Tacaza y Formación Huaylillas. Está conformada por areniscas tobáceas, limolitas, tobas y lavas andesíticas y basaltos en algunos lugares. Sobreyace al Grupo Maure las secuencias del Grupo Barroso conformada por rocas volcánicas que ocupan las partes más altas de la cordillera Occidental (fotografía 4.2), constituida por una serie de aparatos volcánicos alineados en dirección NO-SE. La edad del Grupo Barroso, obtenida por dataciones radiométricas, está entre 10 a 3 Ma para las secuencias más antiguas (Roperch et al., 2006); y 3.3 a 0.3 Ma para las secuencias más jóvenes (Tosdal et al., 1981; OLADE, 1980). El cuaternario está conformado por depósitos de glacial, depósitos volcánicos más jóvenes (lavas traquiandesíticas, andesíticas, basálticas; así como piroclásticos: lapillis, cenizas y brechas). Sedimentos lacustrinos, fluviales y glaciares, mayormente limos, arenas y conglomerados constituyen las secuencias pleistocénicas.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

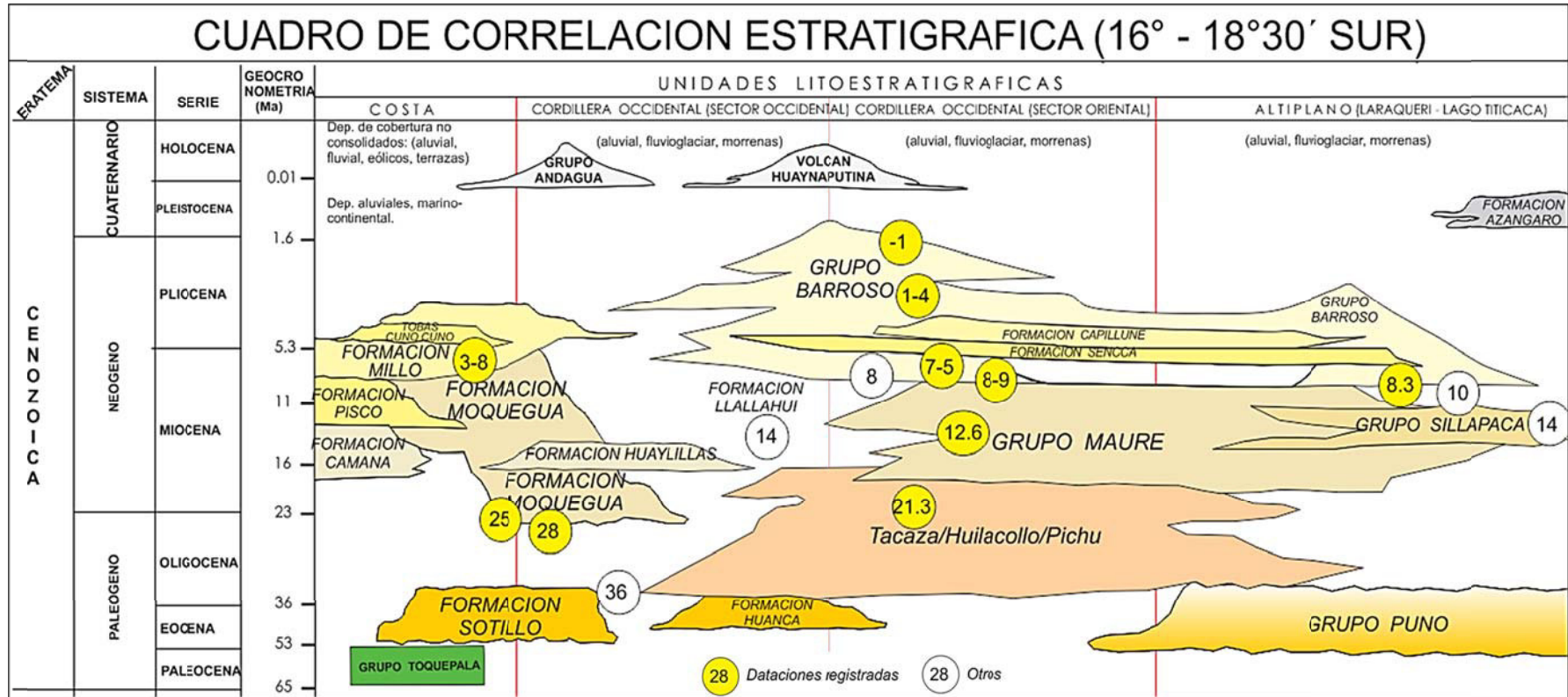


Figura 3.3. Correlación estratigráfica del sur peruano Las cifras en círculos muestran algunas dataciones para las unidades (modificado de Martínez, 2003).

3.4.2 Magmatismo

En el Paleozoico se emplazan cuerpos alineados a lo largo de fallas regionales de rumbo NO-SE entre Atico y Camaná correspondientes al denominado Batolito de Atico - Camaná de carácter granítico – granodiorítico, datado con edades de 440 a 430 Ma (Morales, 1997).

Cuerpos relacionados con la Fase Eohercínica de carácter granítico, con edades relativas de 340 a 330 Ma, se observan en la Cordillera Occidental (Martínez, 2003).

En el Mesozoico, ya como producto del proceso de subducción, tiene lugar desde el Jurásico inferior el emplazamiento de intrusivos poco diferenciados (Punta Coles, Ilo). Arcos insulares son formados por la actividad volcánica del Jurásico originada en un medio submarino (Formación Chocolate), continuando tales características volcánicas durante el Jurásico medio y superior (Formación Guaneros). El Cretácico superior marca el desplazamiento hacia el este del eje de los focos volcánicos, ubicándose hacia el borde de la Cordillera Occidental (Grupo Toquepala, Formación Matalaque), desarrollándose una serie conspicua que más tarde sería intruida por el Batolito de la Costa.

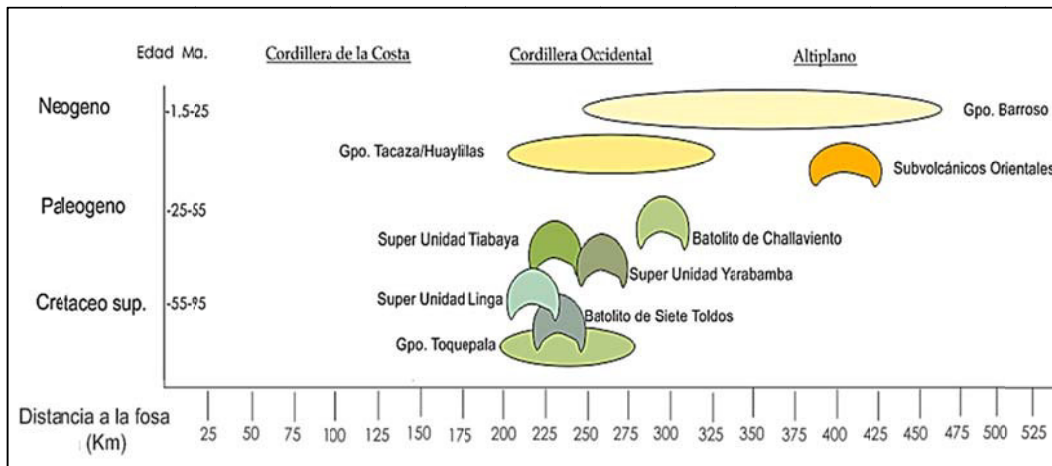


Figura 3.4 Relaciones de Tiempo-Espacio para el plutonismo Cretáceo superior, Paleógeno y Neógeno en el sur del Perú, paralelos 14° - 18°30' (modificado de Martínez, 2003).

En el Cenozoico el magmatismo se presenta con gran intensidad en la Cordillera Occidental. El volcanismo cenozoico es calco-alcalino, rico en SiO_2 y Na_2O (Grupo Tacaza), enriqueciéndose en potasio a medida que se aleja de la costa, y complejos intrusivos con características similares (Challaviento).

3.4.3 Tectónica

La zona de estudio presenta grandes fallas regionales de dirección NO-SE. El Complejo Basal de la Costa está conformado por bloques levantados y fallados longitudinalmente con dirección NO-SE (fallas Incapuquio y Apurímac – Maure) y con fallas de respuesta perpendiculares a ellas (NE-SO), las que jugarán un papel protagónico en la construcción de las calderas.

A fines del Ordovícico, el Tectonismo Caledónico genera emplazamientos de cuerpos graníticos alineados con dirección NO-SE (estas fallas conforman el fracturamiento por donde se desplazó el Batolito de Atico – Camaná. La tectónica Eohercínica deforma las rocas Devonianas tanto en el Altiplano como en la Plataforma Costanera; mientras que la tectónica Tardiherciniana (Permiano medio) genera un volcanismo fisural conocido como Grupo Mitu (Palacios, 1995).

El Ciclo Orogénico Andino representa la reactivación de fallas ocurridas en el Proterozoico y Paleozoico. Ya en el Cretácico superior, en la denominada Fase Peruana, ocurre la primera fase de deformación y fallamiento, la denominada faja plegada y escurrida de Sincha-Lluta e Incapuquio.

Hacia el Paleógeno ocurre la Fase Inca, plegando al Grupo Puno. Fuerzas compresivas generan el inicio del volcanismo mesozoico. Luego de esta fase, ocurre una etapa distensional, con acumulaciones denominada Grupo Tacaza, cubriendo discordantemente al Grupo Puno.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

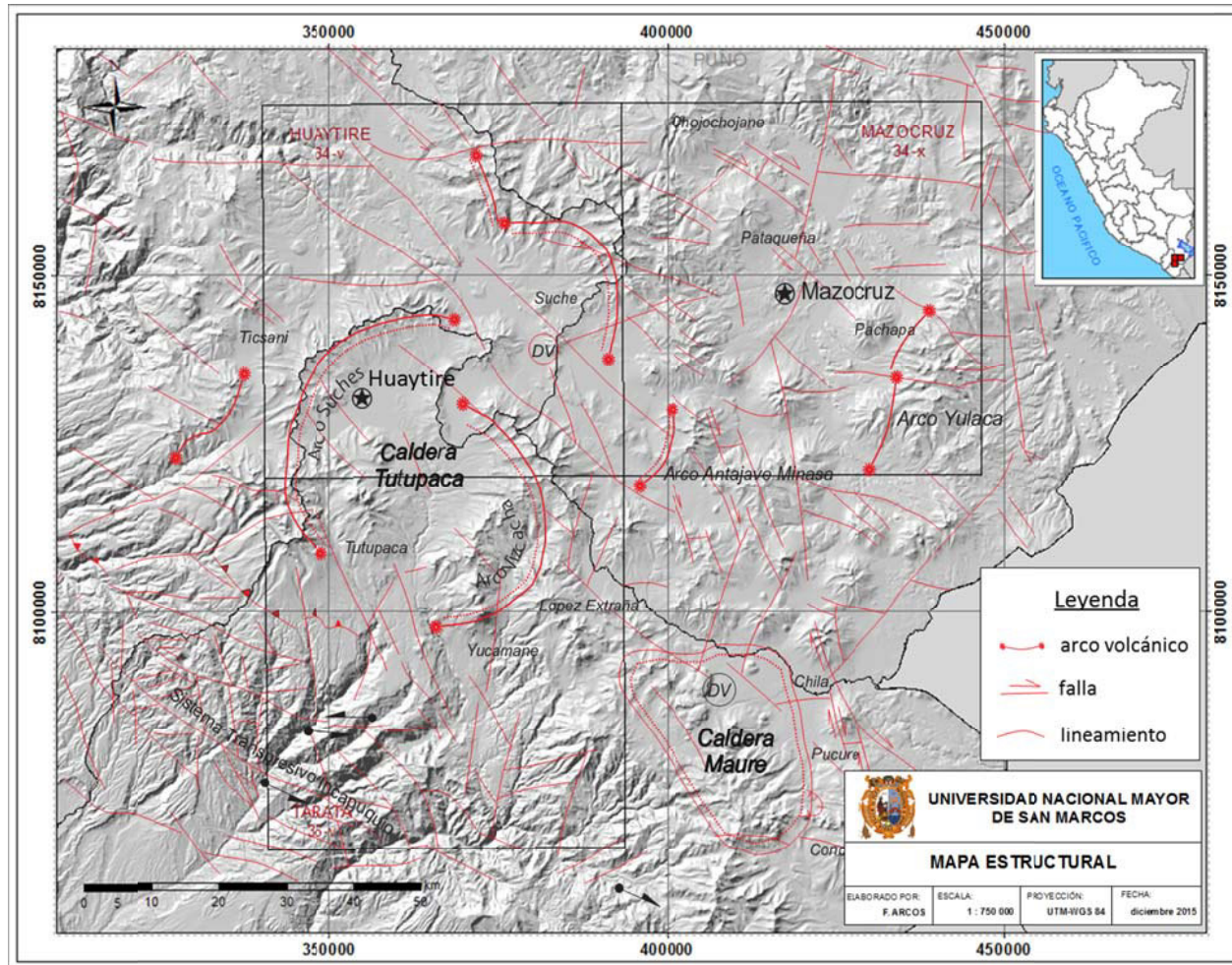


Figura 3.5. Mapa estructural regional de la zona de estudio, escala 1:500 000. La estructura más resaltante lo conforma la caldera Tutupaca.

La Fase Quechua marcada en el Neógeno (Mioceno), pliega al Grupo Tacaza. El Mioceno superior está caracterizado por un volcanismo explosivo cuyos depósitos piroclásticos reciben el nombre de Formación Huaylillas, cubriendo discordantemente al Grupo Tacaza.

Entre el Mioceno y el Plioceno se genera la Superficie Puna, la que es producto de una nueva Fase de deformación que afecta a la Formación Huaylillas. Sobre esta superficie, durante el Plioceno, ocurre el plegamiento emplazado en el altiplano deformando y fallando al Grupo Maure. El Grupo Barroso cubre estos depósitos discordantemente, y son afectados durante el Pleistoceno por la acción glacial y cubiertos por volcánicos recientes y depósitos cuaternarios (Galdós, 2000).

CAPÍTULO IV

LITOESTRATIGRAFÍA Y PETROGRAFÍA DEL GRUPO BARROSO

4.1 LITOESTRATIGRAFÍA

El grupo Barroso consiste de afloramientos extensos conformados por rocas volcánicas que constituyen la prolongación noroeste de la Cordillera del Barroso (Wilson, 1962), y entra por el lado Este-Sureste del cuadrángulo de Tarata continuando hacia el Norte, ingresando al cuadrángulo de Huaytire y extendiéndose hacia el Este al cuadrángulo de Mazocruz.

Es una de las unidades más conspicuas y reconocidas en la Cordillera Occidental del sur del Perú. Corresponde a episodios volcánicos ocurridos entre 10 y 0.3. Sus materiales corresponden a eyecciones efusivas y en aparatos volcánicos dómicos que se ubican en la parte alta de la Cordillera Occidental conformando un arco volcánico que se extiende desde el norte de Chile hasta los 13° de latitud Sur.

El volcanismo Barroso está vinculado estructuralmente a un fracturamiento profundo de dirección NO – SE (fallas litosféricas) relacionado al proceso de subducción entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sudamericana. Sus productos son lavas, piroclastos (cenizas, lapillis, bombas) de composición andesítica, traquiandesítica, andesita basáltica, traquidacitas y basaltos (cuadro 5.1).

Las secuencias volcánicas del Grupo Barroso se depositaron sobre los Grupos Maure y Sillapaca, y en ausencia de estos directamente sobre el Grupo Tacaza (De la Cruz, 2001).

Sobre el Grupo Barroso se depositó en disconformidad (erosión glacial) los volcánicos cuaternarios tardíos de este mismo evento.

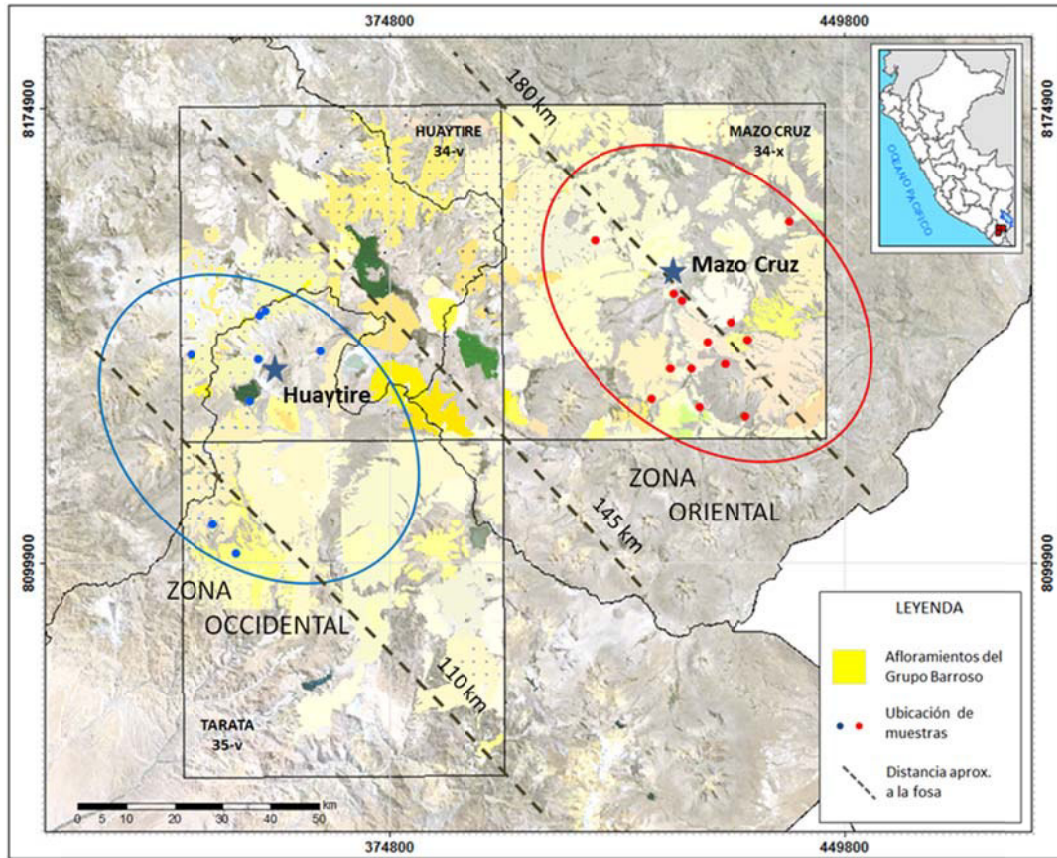


Figura 4.1. Mapa de afloramientos del Grupo Barroso en la zona de estudio, la misma que ha sido dividida en dos sectores: uno occidental, con el pueblo de Huaytire como base; y otro sector oriental, con el pueblo de Mazo Cruz como base.

La estratigrafía se puede diferenciar para cada aparato volcánico, las lavas se presentan cubriendo superficies de erosión con texturas porfíricas, la roca de color gris verdoso oscuro se altera a color rojizo. Los piroclásticos son de composición andesítico-dacítico y se presentan brechas lávicas. En estos aparatos se pueden presentar, como resultado de una diferenciación magmática, intrusiones silíceas en las cuales puede dar lugar a mineralizaciones auríferas, tal como se ha observado en el cuadrángulo de Mazocruz (Cerrón, 2001).

El Grupo Barroso corresponde a un volcanismo Plioceno-Pleistoceno preglaciación.

4.1.1 Descripción por sectores

El quimismo del producto de los centros volcánicos es muy variado pero, macroscópicamente se puede reconocer rocas de carácter básico e intermedio para el Sector Occidental y rocas de carácter ácido para el Sector Oriental.

4.1.1.1 Sector Occidental.

Este sector corresponde al Norte del cuadrángulo de Tarata y al Sur del cuadrángulo de Huaytire. El cuadrángulo de Tarata ubicado al Sur del Perú, pertenece a la provincia de Tarata, departamento de Tacna. Se encuadra dentro de las coordenadas 17°00' , 17°30' de Latitud Sur y 70°00' , 70°30' Longitud Oeste, ocupa el flanco occidental de los Andes del Sur del Perú, entre las altitudes de 1400 y 5800 m.s.n.m. en el valle del río Curbaya y Volcán Tutupaca (fotografía 3.2) respectivamente, abarca una extensión aproximada de 2817.69 Km². El Cuadrángulo de Huaytire se encuentra ubicado en la parte central del Sur del Perú. Morfoestructuralmente está situado en el Arco del Barroso y en el Altiplano Andino. Políticamente pertenece a los departamentos de Tacna, Moquegua y Puno. Tiene un área aproximada de 2900 Km², con altitudes que oscilan entre los 4000 y 5385 msnm. Sus coordenadas son: Latitud Sur 16°30'00" - 17° 00' 00" y Longitud Oeste 70° 00' 00" - 70° 30' 00". Los centros de emisión volcánica de baja energía han formado aparatos volcánicos por efusiones sucesivas de flujos de clastos y bloques intercalados con flujos lávicos y mientras que los volcanes Tutupaca y Chuquiananta han tenido dos facies bien definidas, una primera fase eminentemente explosiva en la que productos volcánicos constituidos por piroclastos de arena interestratificados con estratos de ceniza pómez y líticos han sido expelidos por más de una decena de kilómetros, la otra fase litoclástica de bloques y clastos muy dominantes y depósitos de

lahar se superponen modelando los aparatos volcánicos actuales. Después de mucha emisión de flujos volcánicos de baja energía, queda evidencia de una fase explosiva de origen freatomagmático afectando el Noreste del volcán Tutupaca, cuyos productos volcánicos en forma de costras de pan se encuentran expuestos a más de 4 Km de distancia de la fuente origen (Galdós, 2000).

En este sector se han reconocido los siguientes centros de emisión volcánica:

4.1.1.1.1 Centro Volcánico de Chuquiananta

Centro de emisión volcánica mixta con una primera fase eminentemente explosiva, productos volcánicos constituidos por piroclastos de arena interestratificados con estratos de ceniza pómez y líticos han sido expelidos por más de una decena de kilómetros; la otra fase litoclástica de bloques y clastos muy dominantes y depósitos de lahar se superponen modelando los aparatos volcánicos actuales (Galdós, 2000). Se le observa hacia el norte del cuadrángulo de Tarata y al sur del cuadrángulo de Huaytire. Se pudieron diferenciar los siguientes depósitos:

a. Andesita porfirítica, que presenta una litología monótona de bloques y clastos con algunos horizontes de lavas de color gris a gris verdoso y las cloritas se encuentran por alteración de los minerales máficos y por devitrificación; los flujos andesíticos más antiguos se encontrarían al suroeste del nevado Chuquiananta asignada en función a una determinación radiométrica de 5.1 ± 0.2 Ma en el cuadrángulo de Moquegua muy cerca de la hoja de Tarata.

b. Andesita áfrica, se encuentra al Sureste compuesto por flujos fluidales en forma de lajas de color gris de grano fino, pequeños



Fotografía 4.1. El autor en Pampa Matanzas. Al fondo, flujos piroclásticos del Grupo Barroso, cerro Chuchuaura en primer plano, y cerro Nazaparco al fondo.

cristales de plagioclasa en matriz afanítica; la edad de este afloramiento, mediante determinaciones radiométricas hechas por INGEMMET en 1994 y mediante el método K-Rt, determinó una edad de 3.23 ± 0.5 Ma.

c. Piroclastos, forma un grueso banco conteniendo estratos delgados alternados de piroclastos de arena, pómez, líticos inferior a 1 cm, horizonte de arena con bloques y clastos, piroclastos de arena y pómez con líticos, flujo de bloques y clastos en matriz de arena.

4.1.1.1.2 Centro Volcánico Tutupaca

Se encuentra al NO del volcán Tutupaca, cuadrángulo de Tarata, en afloramientos pequeños; se diferencia de los demás por estar alterado cuyos moldes de minerales están reemplazados por sulfuros y óxidos de hierro, y cavidades rellenas por zeolitas; y en el afloramiento contiguo los minerales esenciales, aparte de la

plagioclasa que es común en todos, en este caso está acompañado de feldespatos potásicos y vidrio.

En el centro volcánico de Tutupaca (fotografía 4.2) los flujos compuestos de piroclastos de pómez con líticos inferior a 2 cm, bloques y clastos soportados por piroclastos areno-cenizosos, se encuentran formando las pampas de Turun Turun, Oconchay, Huaycuta y parte de Matanzas (fotografía 4.1).

Dacitas porfíricas en flujos de lava bien soldadas conteniendo pocos líticos volcánicos bien dispersos se encuentran al Noroeste del Volcán Tutupaca donde se ha hecho una datación radiométrica indicando una edad de 0.7 ± 0.02 Ma (Fidel y Zavala, 2001; citando a Tosdal et al., 1981).

En la hoja de Huaytire los depósitos de este aparato volcánico son restringidos, sin embargo se han podido diferenciar tres depósitos volcánicos: andesitas afaníticas, andesitas porfíricas y arenas volcanogénicas. Estos afloramientos se ubican en el extremo sur de esta hoja.

4.1.1.1.3 Estrato-volcán Sasahuini

Constituido por tres tipos de depósitos: lavas andesíticas porfíricas, lavas andesíticas afaníticas y lavas dacíticas porfíricas. Estos depósitos se encuentran erosionados y alterados. Los más distales son las lavas afaníticas de color gris oscuro.

En el lado Este del aparato volcánico se ubican las lavas andesíticas porfíricas de color pardo a rosado, expuestas en capas no tan delgadas, constituidas por plagioclasas que guardan cierta dirección al flujo y biotita totalmente alterada.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”



Fotografía 4.2. Centro volcánico Tutupaca, con el volcán del mismo nombre sobresaliendo. En pampa Huaytire se aprecia la Laguna Suches.



Fotografía 4.3. Estrato volcán San Francisco de Orccorara, visto desde el puente Santa Rosa, cerca de Mazo Cruz.



Fotografía 4.4. Complejo volcánico fisural Milluma en primer plano. Al fondo, la Cordillera del Barroso.

Las lavas dacíticas se ubican hacia la parte central del aparato volcánico.

Estos afloramientos se encuentran en el extremo suroeste de la Hoja de Huaytire.

4.1.1.1.4 Complejo Volcánico Suches

Predominan tres tipos de flujos lávicos: Andesitas porfíricas, afaníticas y vesiculares. Se ubican en la parte central del extremo Suroeste de la Hoja de Huaytire, muchos de estos flujos de lava se encuentran cubiertos por morrenas y depósitos fluvioglaciares. También se aprecian en sus afloramientos alteración hidrotermal.

4.1.1.1.5 Centro Volcánico Cayco

Depósitos piroclásticos constituidos principalmente por pómez de color gris oscuro y escorias de color negro, con tamaños aproximados de 5 cm de diámetro; fragmentos líticos de composición andesítica flotando en una matriz de ceniza. Este afloramiento se localiza hacia el vértice Sureste de la Hoja de Huaytire. Este nivel se intercala con sedimentos volcánicos de caída y tobas retrabajadas.

4.1.1.2 Sector Oriental.

Este Sector corresponde al cuadrángulo de Mazocruz (34-y) y es donde se presentan las rocas de mayor distribución. En general el Grupo barroso está constituido por rocas piroclásticas, tobácea que marcan la fase inicial explosiva de los diversos aparatos seguidos por derrames de lavas coherentes de composición andesítica y textura porfídica.

Se tienen algunos domos y domos lava muy probablemente como últimas fases del volcanismo Barroso así como actividad hidrotermal (relacionada a zonas de alteración hipógena de algunos centros volcánicos) como fase final de este magmatismo. Es así que se tiene el complejo fisural

volcánico de Yulaca y Japo, donde se tiene un depósito epitermal de oro. Otros depósitos resultado de esta actividad hidrotermal es el sínter de sílice de forma dómica conocido por los lugareños como Pocopollo, camino a Huanacamaya (Cerrón, 2001). Se han reconocido los siguientes centros de emisión:

4.1.1.2.1 Complejo fisural Volcánico Japo.

Presenta una fuerte alteración en la zona central de cuarzo – alunita. Predominan lavas andesíticas porfíricas matriz afanítica microcristalina compuesta por laminillas de feldespatos, fenocristales de plagioclasas de grano fino.

4.1.1.2.2 Complejo fisural Volcánico Milluma

Constituido por lavas andesíticas porfíricas con oquedades, matriz de afanítica con fenos de grano fino de plagioclasas orientadas por el flujo, traquiandesitas porfídicas de grano fino de textura fluidal, algunas zeolitas rellenan las cavidades. Al sur oeste de esta estructura se tiene asociado un domo lava de naturaleza dacítica (fotografía 4.4).

4.1.1.2.3 Complejo fisural Volcánico Yulaca

En la zona central las lavas se presentan fuertemente alteradas a cuarzo – alunita en sectores arcillas, la jarosita se presenta en pequeños cúmulos alterando a fenos, diminutos y solitarios granos idiomórficos de circón y presencia de finas venillas de cuarzo.

Andesitas masivas matriz afanítica cripto a microcristalina con textura microlítica con fenos de grano fino de plagioclasas, biotita, piroxenos alterados a serpentina, cavidades rellenas por zeolitas. Una muestra tomada para datación del cerro Cahurapequeña da una edad K/Ar en biotita de 2.6 ± 0.2

(INGEMMET, 1994). Es probable que la mineralización de Yulaca esté relacionada a este evento volcánico.

4.1.1.2.4 Estrato Volcán San Francisco de Orccorara

Flujos de lava andesíticos porfídicos de color gris con bandas rojizas, fenocristales de plagioclasas, piroxenos y biotita en una matriz fluidal de plagioclasas y escaso feldespato potásico. Andesita de textura vitrofírica fenocristales de plagioclasas, piroxenos en una matriz vítrea con inclusiones de microlitos. Cuarzo latita porfirítica con fenos de plagioclasas en una matriz de feldespato potásico, vidrio y plagioclasas.

4.1.1.2.5 Estrato Volcán Minasa

Lavas tabulares andesíticas porfíricas con fenocristales de plagioclasas en una matriz afanítica. Traquiandesitas con textura porfírica seriada en una matriz afanítica vítrea a criptocristalina con fenos de grano fino de plagioclasas y biotita subidiomórficos. Algunos niveles con argilización.

4.1.1.2.6 Complejo Fisural Apacheta

Andesitas afaníticas oscuras macizas, andesitas de textura porfírica parcialmente glomerofírica, con fenocristales de plagioclasas de formas subhedrales tabulares, piroxenos dispersos, flotando en una matriz microcristalina a criptocristalina vítrea.

4.1.1.2.7 Estrato Volcán San Francisco de Pachapaque

Lavas tabulares de andesita con textura porfírica, parcialmente glomerofírica y direccionada con fenocristales de plagioclasas de forma tabular subhedrales en menor proporción piroxenos y anfíboles. Andesitas basálticas afíricas; algunos derrames lávicos de andesitas afíricas tabulares.

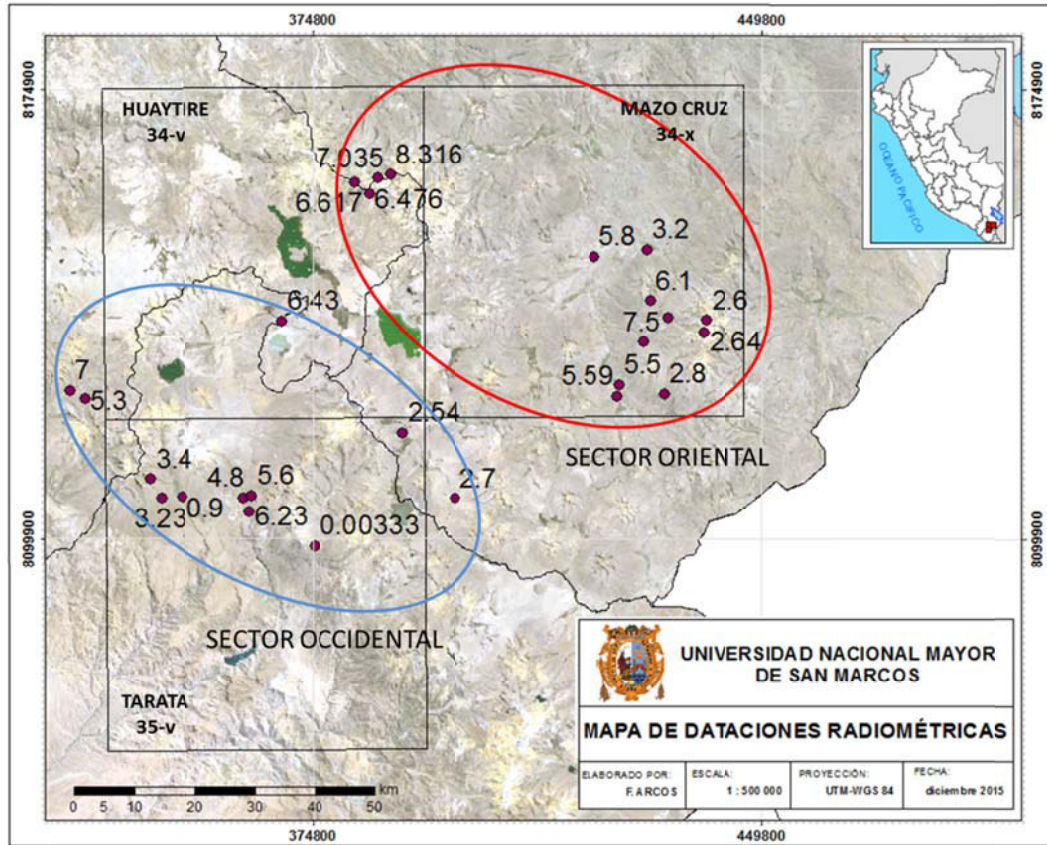


Figura 4.2. Mapa con dataciones radiométricas en la zona de estudio. Se observa un incremento en la edad absoluta promedio, del Sector Occidental al Sector Oriental (Base de Datos Geocatmin).

4.1.1.2.8 Estrato Volcán San Francisco de Pataqueña

Flujos de lavas andesíticas porfíricas, parcialmente poiquilítica, los fenocristales son de plagioclasas y piroxenos en matriz constituida por feldespato, vidrio parcialmente devitrificado, en algunos derrames lávicos presentan autobrechas y flujos de bloque en una matriz de ceniza y lodo.

4.1.1.2.9 Centro de Emisión Volcánica Ccallanave-Yllimani

Lavas masivas de naturaleza andesítica porfírica, fenos de plagioclasas, piroxenos, biotita; matriz traquítica de feldespatos, vidrio y minerales opacos parcialmente alterados a óxidos.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

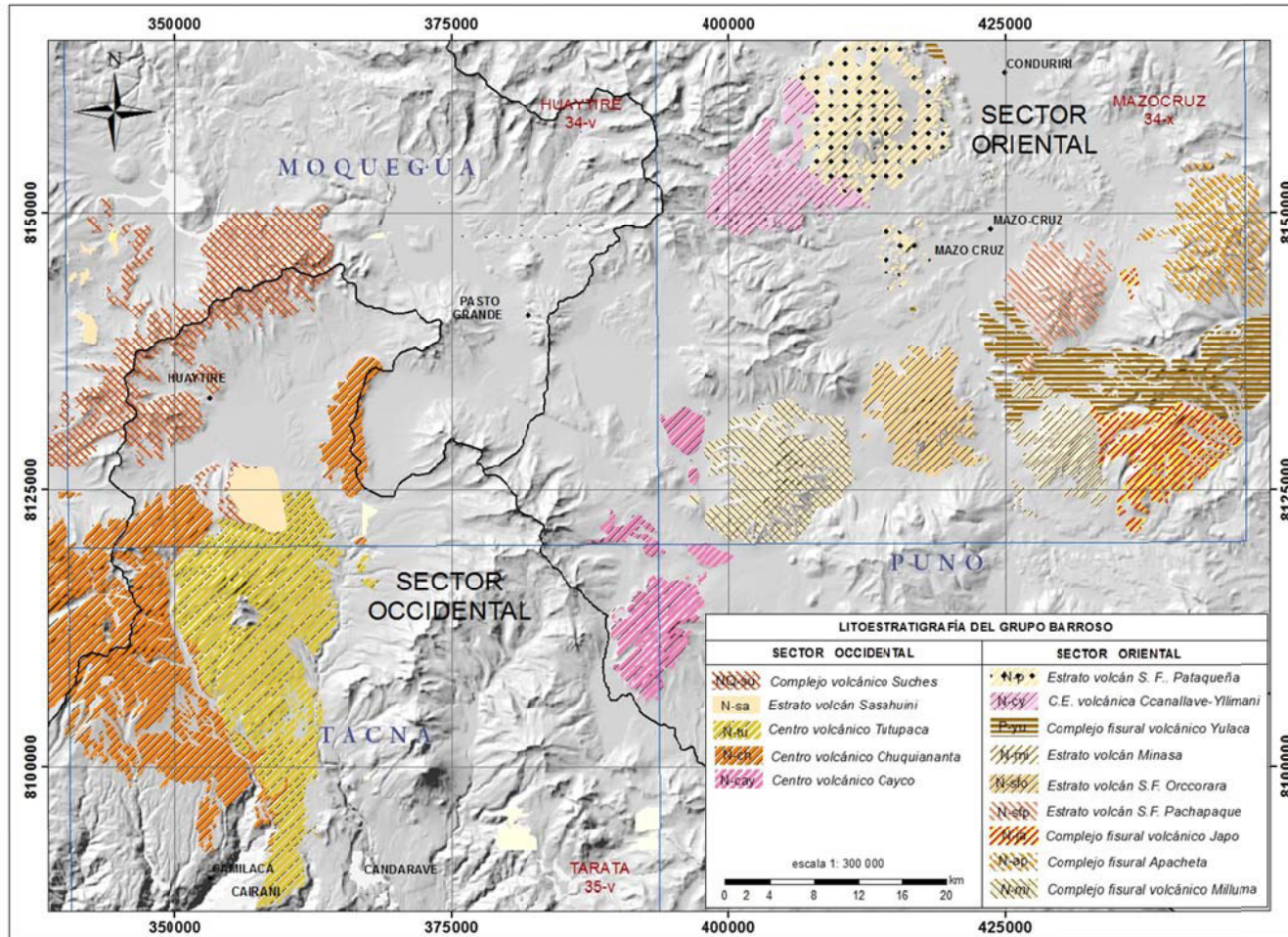


Figura 4.3 Mapa litoestratigráfico de la zona de estudio.

4.2 PETROGRAFÍA

Un total de 24 muestras son las que forman parte del estudio petrográfico que fueron recolectados en diferentes estructuras, teniendo en cuenta los cambios de litología que se observó en el campo. El estudio petrográfico fue realizado utilizando un microscopio óptico binocular de luz polarizada marca NIKON y una cámara fotográfica para la captura de las imágenes para su posterior edición.

Las muestras estudiadas fueron recolectadas en las secuencias basales de los centros volcánicos y fueron agrupados en dos Sectores atendiendo a su carácter regional en función de la distancia a la fosa oceánica. La clasificación y nomenclatura petrográfica se realizó utilizando las tablas de Strekeissen (1976) para luego comparar estos resultados con la clasificación química de las mismas, utilizando el diagrama TAS (Total Alcalis vs. Silica, Le Maitre et al., 1989) debido a que muchas de las muestras presentan fases criptocristalinas o vítreas.

Se utilizaron las siguientes abreviaturas petrográficas:

Eh	Euhedral	Cr	Criptocristalino
Sh	Subhedral	Tz	Trazas
Ah	Anhedral	Pgls	Plagioclasas
F	Fenos	Pxn	Piroxenos
M	Matriz	Anf	Anfíbol
D	Diseminados	Clo	Clorita
A	Agregados / densos	Ops	Opacos
Ma	Maclados	Fps	Feldespatos
Z	Zonado	Bt	Biotita
C	Corroido	Mic	Microclina
R	Residual	ARCs	Arcillas

4.2.1 Muestras del sector occidental

Este grupo está constituido por nueve muestras, los cuales fueron clasificados como andesitas (cuadro 4.1), según clasificación composicional, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa en una matriz fluidal.

Las fichas de estudio petrográfico correspondientes a estas muestras, se presentan a continuación:

4.2.1.1 Centro Volcánico de Chuquiananta

Muestra : **Ta – 180400**
 Color : gris oscura con fenos blanquecinos
 Textura : Porfírica, fluidal
 Denominación : **Andesita**

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Plagioclasa	81		X	x	x	x			x	x			
Piroxenos	6	x	X		x	m							
Anfíboles	<1		X		x								
Vidrio	10								x				
Arcillas	<1			x					x				
Opacos	2			x				x					

Muestra : **Ta - 130400**
 Color : Gris oscura con tonalidad verde claro
 Textura : porfírica, fluidal
 Denominación : **Andesita**

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Plagioclasa	60		x	x	x	x							
Piroxenos	1	x		x	x								
Anfíboles	6	x	x	x	x								
Vidrio	28					x							
Arcillas	2			x		x							
Opacos	3			x			x						

"CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR - PERÚ"

Muestra : **HU - SO - 70**
 Color : Gris oscura con tonalidad verde claro
 Textura : porfirítica
 Denominación : Andesita porfirítica

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	84	x	x	x	x	x				x	x	x		
Piroxenos	4	x	x	x	x									
Hornblenda	2	x	x	x	x									
Vidrio	5			x			x							
Opacos	5		x	x			x							

Muestra : **Ta - 170400**
 Color : Gris claro
 Textura : porfirítica
 Denominación : Andesita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	72		x	x	x	x				x	x			
Piroxenos	6	x	x	x	x									
Cuarzo	Tr			x										
Zeolitas	2			x	x									
Vidrio	15					x								
Opacos	2			x			x							
Limonitas	1			x		x								
Arcillas	1					x								
Cloritas	<1					x								

4.2.1.2 Complejo Volcánico Suches

Muestra : **HU - SO - 57A**
 Color : Gris oscura
 Textura : porfirítica
 Denominación : **Basalto**

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	75	x	x	x		x				x	x	x		
Piroxeno	4	x	x	x		x								
Olivino	3	x	x	x		x								
Vidrio	3			x		x								
Opacos	1			x			x							
Limonitas	tr			x				x						
Iddingsita	tr			x				x						
Sepiolita	1			x				x						
Arcillas	1			x				x						



Microfotografía 01. Muestra Ta-180400 (75X), presenta cavidades y los anfíboles coronas de alteración.



Microfotografía 03. Muestra HU-SO-70 (150X), abundantes y diminutos cristales de minerales opacos en la matriz, fenos de plagioclasas parcialmente corroídos por vidrio de la matriz.



Microfotografía 02. Muestra Ta-130400 (75X), presenta cavidades y los anfíboles coronas de alteración, plagioclasas de la matriz menos alteradas que los fenocristales.



Microfotografía 04. Muestra HU-SO-57A (150X), microlitos de plagioclasas, el olivino se altera a serpentina e iddingsita, los piroxenos a limonita en los bordes; presencia de vidrio intersticial..

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30’ Y 17°30’ LATITUD SUR – PERÚ”

Muestra : **HU - SO – 33**
 Color : Gris intermedia a oscura con tonalidad verde claro
 Textura : porfirítica
 Denominación : Andesita porfirítica

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	77	x	x	x	x	x				x	x			
Piroxenos	8	x	x	x	x	x								
Anfíboles	1	x	x	x	x									
Biotita	4		x	x	x									
Opacos	2		x	x					x					
Cloritas	Tr			x					x					
Vidrio	8			x					x					

Muestra : **HU - SO - 54A**
 Color : Gris intermedia a gris oscura
 Textura : porfirítica
 Denominación : Andesita porfirítica

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	86		x	x	x	x				x	x			
Piroxenos	12	x	x		x	x								
Limonitas	2			x										
Arcillas	<1			x										

Muestra : **HU - SO - 31 B**
 Color : Gris intermedia
 Textura : porfirítica
 Denominación : Andesita porfirítica

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	88	x	x	x	x					x	x			
Piroxenos	10	x	x		x									
Olivino	Tr			x				x						
Opacos	2		x	x				x						
Biotita	Tr		x	x		x								

4.2.1.3 Estrato Volcán Sasahuini

Muestra : **HU - SO - 16**
 Color : Gris intermedia con tonalidad verde
 Textura : porfirítica en matriz microgranular, fluidal.
 Denominación : Andesita porfirítica

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Plagioclasa	81	x	x	x	x				x	x			
Piroxenos	9	x	x	x	x								
Limonitas	1			x									
Cloritas	Tr			x				x					
Opacos	Tr		x	x				x					
Vidrio	6			x									
Arcillas	3			x									
Biotita	Tr		x	x				x					

4.2.2 Muestras del sector oriental

Este grupo está constituido por quince muestras, los cuales fueron clasificadas como traquitas, cuarzo latitas y andesitas (cuadro 4.1), según clasificación composicional; de textura porfirítica, muchas de ellas seriadas (característicos de las partes medias de las coladas de lavas mesosilícicas), lo que pone de manifiesto el emplazamiento a profundidades transicionales entre los cuerpos intrusivos y las unidades volcánicas extrusivas (González, 2008); y otras con matriz fluidal y fenocristales de plagioclasa.

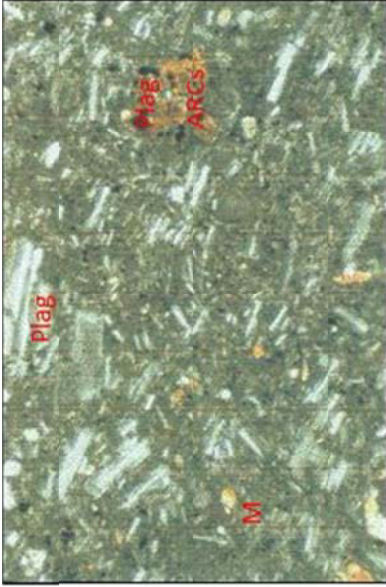
Las fichas de estudio petrográfico correspondientes a estas muestras, se presentan a continuación:



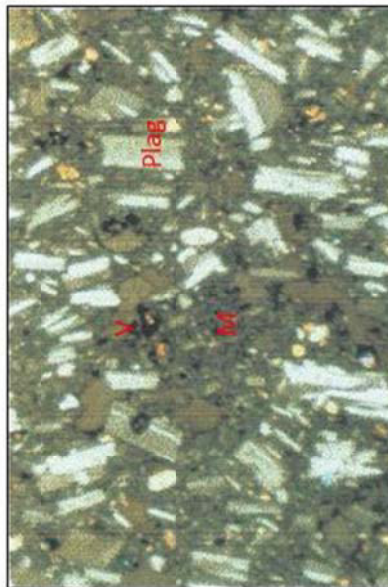
Microfotografía 05. HU-SO-33A (150X), los anfíboles son escasos y ocurren como fenos, casi siempre reemplazados en los bordes por minerales opacos, entre los piroxenos predomina la augita, con escasa hyperstena..



Microfotografía 07. Muestra HU-SO-54A (75X), las plagioclasas se encuentran macladas y algunas están zonadas, la textura es porfírica, parcialmente glomerofídica y poikilitica.



Microfotografía 06. HU-SO-16 (75X), argilización y cloritización débiles, plagioclasas alteradas a arcillas y piroxenos a limonitas; escasa biotita alterando a limonita y cloritas..



Microfotografía 08. Muestra HU-SO-31B (75X), matriz microgranular compuesta por plagioclasas, piroxenos, biotitas y minerales opacos. parece haber dos tipos de piroxenos que son la augita y la hyperstena.

4.2.2.1 Estrato Volcán San Francisco de Orccorara

Muestra : Ma - 020800
 Color : Gris clara con ligera tonalidad verde
 Textura : porfirítica
 Denominación : Cuarzo latita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	45		x	x	x					x				
Feldespato K	35				x									
Vidrio	8													
Piroxeno	8	x	x	x	x	x								
Opacos	2			x				x						

Muestra : Ma - 030800
 Color : Gris clara a intermedia
 Textura : porfirítica
 Denominación : Cuarzo latita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	42		x	x	x					x				
Feldespato K	40					x								
Vidrio	8													
Piroxenos	3	x	x	x	x									
Opacos	2		x	x				x						
Arcillas	2													
Anfíboles	2		x	x	x									
Biotita	1				x									

4.2.2.2 Estrato Volcán San Francisco de Pataqueña

Muestra : Ma - 130600
 Color : gris oscuro
 Textura : porfirítica seriada
 Denominación : Pórfido dacítico

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	52.09					x								
Plagioclasa	32.38	x	x											
Piroxeno	6.67	x	x											
Opacos	Tr		x	x				x						

"CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR - PERÚ"

Muestra : Ma - 030900
 Color : gris oscuro con costras pardas de óxidos de hierro
 Textura : porfirítica, parcialmente glomeroporfídica
 Denominación : Andesita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Plagioclasa	50	x	x		x	x			x	x			
piroxeno	3	x	x		x								
Biotita	1		x		x								
Anfíboles	1				x								
Opacos	2	x	x				x						
Cuarzo	Tr			x	x								
Vidrio	40					x							
Cloritas	Tr			x				x					
Arcillas	2							x					
Serpentinas	Tr			x									
Oxidos de Fe	Tr			x									
Apatito	Tr	x											
Zircón	Tr												

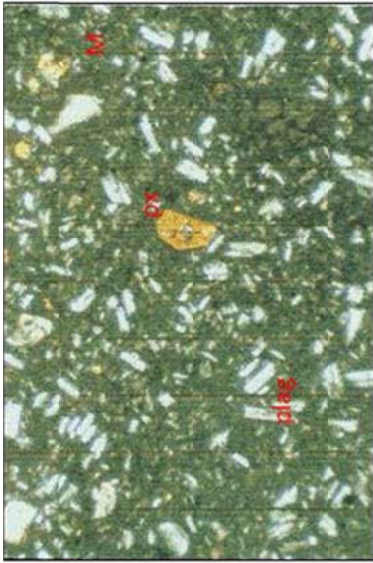
4.2.2.3 Complejo fisural volcánico Yulaca

Muestra : Ma - 320600
 Color : Gris clara con tonalidad rosácea
 Textura : porfirítica
 Denominación : Traquita

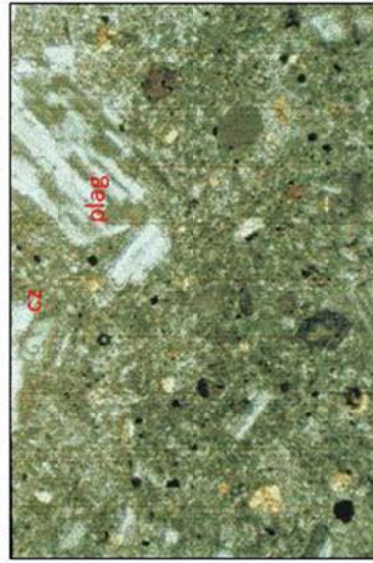
Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Matriz	62.38					x							
Piroxenos - I	6.93		x	x	x								
Feldespatos K - I	6.93		x		x								
Plagioclasas - I	4.95	x	x		x								
Anfíboles - I	4.95	x	x		x								
Biotita - I	3.96	x	x		x								
Zeolitas	1.98												
Piroxenos - II	3.96	x	x			x							

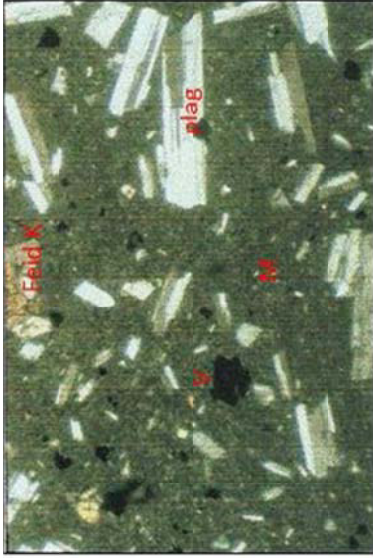
Observaciones: - la denominación I corresponde a fenos y II a minerales correspondientes a la matriz.



Microfotografía 09. Muestra Ma-030800 (75X), argilización débil, el feldespato potásico se encuentra en la matriz, la matriz es aproximadamente el 58% y está constituida por plagioclasa, feldespato potásico, vidrio y arcillas.



Microfotografía 11. Muestra Ma-080900 (75X), argilización débil, argilización, oxidación, carbonatación, serpentización, sericitización incipientes; intercrecimiento simplectítico de opacos y piroxenos, plagioclasas ligeramente alteradas por cloritas, calcita.



Microfotografía 10. Muestra Ma-020800 (75X), argilización débil, la matriz está conformada por plagioclasas, feldespato potásico y arcillas con algunos sectores de vidrio.



Microfotografía 12. Muestra Ma-030900 (75X), argilización débil, cloritización, serpentización, oxidación incipientes; aglomerados de plagioclasa, piroxenos y opacos, finas venillas de cloritas y óxidos de Fe.

"CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR - PERÚ"

Muestra : Ma - 330600
 Color : gris blanquecina con ligera tonalidad anaranjada
 Textura : porfírica
 Denominación : Traquita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	53.23					x								
Plagioclasas	22.58	x	x		x				x					
Biotitas	12.9	x			x									
Anfíboles	9.68	x	x		x									
Cuarzo	Tr			x	x									
Piroxenos	Tr		x		x									

Muestra : Ma - 310600
 Color : gris intermedia
 Textura : porfírica seriada
 Denominación : Traquita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	53.64					x								
Plagioclasas	24.55	x	x		x				x	x				
Anfíboles	10	x	x		x			x						
Biotita	8.18	x	x		x									
Opacos	1.82		x		x									
Piroxenos	Tr		x		x									

Muestra : Ma - 300600
 Color : Gris clara
 Textura : porfírica
 Denominación : Traquita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	85.44					x								
Anfíboles	8.74	x	x		x									
Plagioclasas	3.88	x	x		x				x					
Opacos	Tr		x		x									
Biotita	Tr	x			x									

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30’ Y 17°30’ LATITUD SUR – PERÚ”

Muestra : Ma - 270600
 Color : gris ligeramente oscura
 Textura : porfírica
 Denominación : Andesita

Mineralogía :

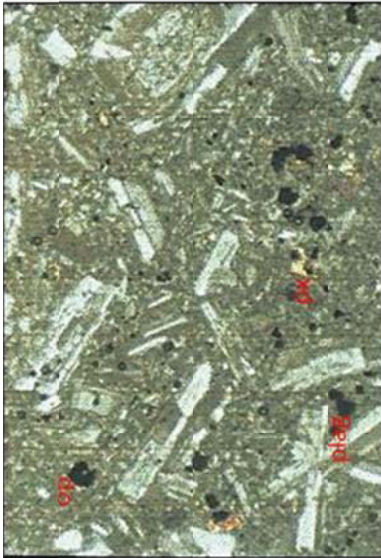
Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	58.04					x								
Plagioclasa-I	18.18		x		x				x					
Anfíboles-I	8.39	x	x		x									
Biotita-I	10.49	x	x		x									
Cuarzo-I	tr			x	x									
Opacos-I	2.8	x	x		x									
Piroxenos-I	?	x	x		x									

4.2.2.4 Centro de emisión volcánica Cclanave-Yllimani

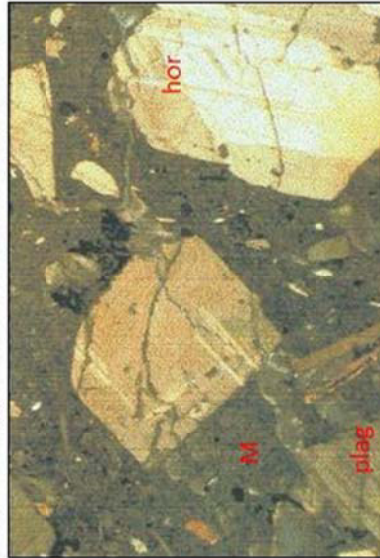
Muestra : Ma - 080900
 Color : Gris clara
 Textura : porfírica, parcialmente glomeroporfídica
 Denominación : Cuarzo latita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Plagioclasa	40	x			x	x			x	x				
Feldespato K	35		x			x								
Cuarzo	10			x										
Piroxeno	7	x	x											
Opacos	3	x	x											
Sericita	Tr			x				x						
Cloritas	4			x		x								
Calcita	Tr			x										
Arcillas	Tr							x						
Oxidos de Fe	Tr			x										
Serpentina	Tr													
Apatito	Tr	x												
Zircón	Tr		x											



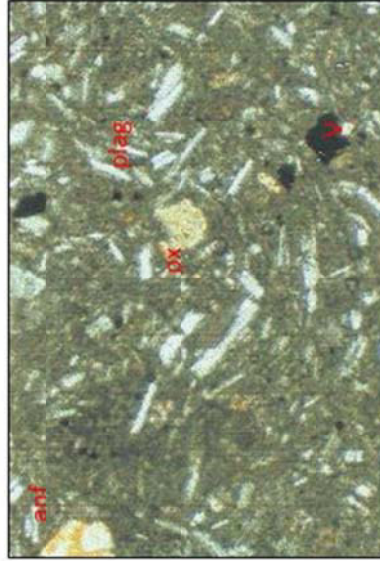
Microfotografía 13. Muestra Ma-130600 (75X), matriz microcristalina compuesta esencialmente por feldespatos y piroxenos en menor medida, los que se encuentran transformándose a anfíboles (uralitización) y débilmente alterados a cloritas.



Microfotografía 15. Muestra Ma-330600 (75X), la matriz está compuesta por vidrio y material criptocristalino, en zonas devitrificada a feldespato potásico.



Microfotografía 14. Muestra Ma-320600 (75X), matriz microcristalina criptocristalina, en la que se pueden reconocer granos de piroxenos y feldespatos.



Microfotografía 16. Muestra Ma-340600 (75X), generalmente los fenos de piroxenos se encuentran maclados a veces formando nidos junto con fenos de plagioclasas; escasos microfenos de olivino

4.2.2.5 Complejo fisural volcánico Milluma

Muestra : Ma - 600800
 Color : gris oscura
 Textura : vitrofídica
 Denominación : Andesita vitrofídica

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Plagioclasas	33	x	x		x				x	x			
Feldespatos K	5	x	x			x							
Piroxenos	5	x	x		x						x		
Opacos	2	x	x				x						
Vidrio	55					x							
Cloritas	Tr			x				x					
Arcillas	Tr							x					x
Oxidos de Fe	Tr			x									
Apatito	Tr	x	x										

4.2.2.6 Estrato Volcán San Francisco de Pachapaque

Muestra : Ma - 340600
 Color : Gris clara con ligera tonalidad rosácea
 Textura : Holocristalina microporfídica
 Denominación : Dacita

Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales				
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr
Matriz	7.5					x							
Piroxenos	13.46	x	x		x			x	x				
Plagioclasas	11.54	x	x		x			x	x				
Olivino	Tr		x		x								
Opacos	Tr		x	x		x		x					

4.2.2.7 Complejo fisural Apacheta

Muestra : 90600
 Color : blanca grisácea con fenos negros
 Textura : porfírica seriada
 Denominación : Traquidacita
 Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	74.55					x								
Plagioclasas	11.82	x	x		x			x	x					
Opacos	5.45			x	x									
Biotita	3.64	x	x		x									
Zeolitas	2.73					x								
Anfíboles	Tr				x									

4.2.2.8 Estrato Volcán Minasa

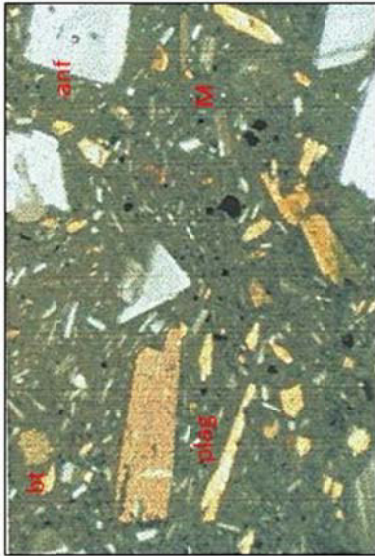
Muestra : 70600
 Color : gris clara a intermedia
 Textura : holocristalino porfírica
 Denominación : Traquita
 Mineralogía :

Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	59.54					x								x
Plagioclasas	19.84	x	x		x				x	x				
Piroxenos	17.56	x	x		x				x					
Olivino	2.29		x		x	x								
Opacos	Tr	x	x		x	x								

4.2.2.9 Complejo fisural volcánico Japo

Muestra : 60600
 Color : gris con fenos blanquecinos y negros
 Textura : porfírica seriada
 Denominación : Traquita
 Mineralogía :

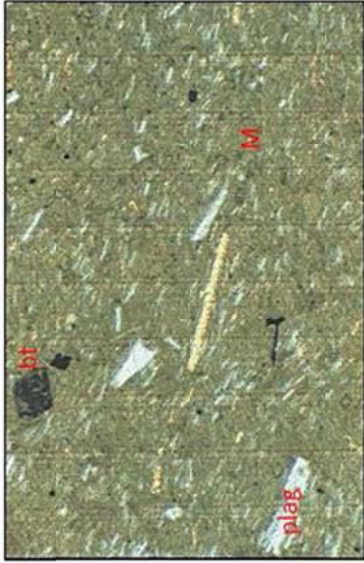
Mineral	%	Forma			Ocurrencia				Caract. Especiales					
		Eh	Sh	Ah	F	M	D	A	Ma	Z	C	R	Cr	
Matriz	50.77					x								x
Plagioclase	29.23	x	x		x				x	x				
Piroxenos	6.92	x	x		x				x					
Anfíboles	5.85	x	x		x									
Biotita	1.85	x	x		x									
Opacos	2.31	x		x	x									



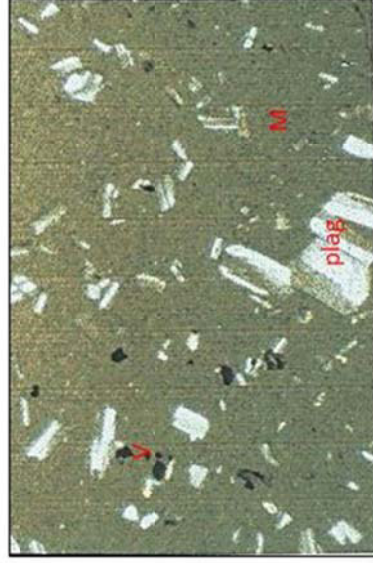
Microfotografía 17. Muestra Ma-310600 (75X), matriz vítrea a criptocristalina, compuesta por vidrio y diminutos minerales de ANFs, Ops y bt, a veces PXs. Nidos de ANFs a veces intercrecidos con Ops, los fenos de bt subidiomórficos a idiomórficos.



Microfotografía 19. Muestra Ma-270600 (75X), la matriz es criptocristalina, en sectores con apariencia fluidal marcada por diminutos minerales tabulares de FPs. Los fenos de bt y ANFs subidiomórficos a idiomórficos.



Microfotografía 18. Muestra Ma-300600 (75X), matriz microcristalina fluidal compuesta por pequeños minerales tabulares de FPs, ANFs y bt, embebidos en una matriz criptocristalina; la bt ocurre en pequeños fenos tabulares.



Microfotografía 20. Muestra Ma-600800 (175X), matriz vítrea con inclusiones de microlitos, las plagioclasas presentan inclusiones de vidrio, intercrecimiento simplectítico de opacos y piroxenos.

4.2.3 Resumen del estudio petrográfico

Los resultados advierten una diferencia entre los dos sectores marcada por una mayor cantidad de matriz en el sector oriental que en el occidental, debido a la diferente temperatura de cristalización de los minerales que componen la roca:

- Hacia la parte occidental, la andesita ejerce el control petrográfico, donde la plagioclasa está presente con rangos de hasta 88%. Piroxenos y anfíboles están presentes con un promedio de 6%, y en algunos casos la presencia de vidrio es importante. Los minerales opacos están presentes en cantidades menores al 5%, pero su presencia es importante, como se verá más adelante. El olivino en algunos casos llega al 2%.
- Hacia la parte oriental, las rocas muestran una diferenciación marcada. Aquí las traquitas ejercen el control petrográfico. Las muestras mayormente presentan más cantidad de matriz que las del lado occidental (evidenciando un cambio rápido posterior de temperatura), constituida por microlitos de plagioclasa, lo cual pone de manifiesto la importancia de este mineral. El feldespato potásico manifiesta su importancia llegando hasta un 40%. También es importante la presencia de biotita que nos señala un mayor grado de evolución de estas rocas. La presencia de apatito como traza es importante, así como la del circón, como se verá más adelante. El cuarzo señala, al igual que las biotitas, un grado mayor de evolución. Además, existen texturas glomeroporfídicas compuestas por plagioclasa, piroxeno y minerales opacos, los cuales podrían ser restos de enclaves magmáticos con composición de andesita basáltica (García & Martínez, 2011).

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30’ Y 17°30’ LATITUD SUR – PERÚ”

Sector	Centro de emisión	Muestra	Norte	Este	Cuadrángulo	Denominación
Occidental	C.V. Chuquiananta	Ta-180400	8101467	349493	Tarata	andesita
	C.V. Chuquiananta	Ta-130400	8106190	345631	Tarata	andesita
	C.V. Chuquiananta	Hu-SO-70	8134650	363300	Huaytire	andesita porfírica
	C.V. Chuquiananta	Ta-130400	8106190	345631	Tarata	andesita
	C.V. Suches	Hu-SO-57A	8134095	342089	Huaytire	basalto
	C.V. Suches	Hu-SO-33	8141400	354256	Huaytire	andesita porfírica
	C.V. Suches	Hu-SO-54A	8133380	353217	Huaytire	andesita porfírica
	C.V. Suches	Hu-SO-31B	8140591	353332	Huaytire	andesita porfírica
	E.V. Sasahuini	Hu-SO-16	8126553	351895	Huaytire	andesita porfírica
Oriental	E.V. Sn.Fco. De Orccorara	Ma-030800	8131968	421158	Mazocruz	cuarzo latita
	E.V. Sn.Fco. De Orccorara	Ma-020800	8131968	421189	Mazocruz	cuarzo latita
	E.V. Sn.Fco. De Pataqueña	Ma-030900	8144250	421800	Mazocruz	andesita
	E.V. Sn.Fco. De Pataqueña	Ma-130600	8143258	423100	Mazocruz	pórfido dacítico
	C.F.V. Yulaca	Ma-320600	8136731	433975	Mazocruz	traquita
	C.F.V. Yulaca	Ma-330600	8136731	433975	Mazocruz	traquita
	C.F.V. Yulaca	Ma-310600	8132728	430120	Mazocruz	traquita
	C.F.V. Yulaca	Ma-300600	8136369	427325	Mazocruz	traquita
	C.F.V. Yulaca	Ma-270600	8131835	424659	Mazocruz	andesita
	C.F.V. Milluma	Ma-600800	8126850	418050	Mazocruz	andesita
	C.E.V. Ccallanave-Yllimani	Ma-080900	8153050	408750	Mazocruz	cuarzo latita
	E.V. Sn.Fco. De Pachapaque	Ma-340600	8139621	431142	Mazocruz	dacita
	C.F. Apacheta	Ma-090600	8156150	440850	Mazocruz	traquidacita
	E.V. Minasa	Ma-070600	8125548	425989	Mazocruz	traquita
	C.F.V. Japo	Ma-060600	8124037	433538	Mazocruz	traquita

Cuadro 4.1. Muestras y resumen del estudio petrográfico.

CAPÍTULO V

GEOQUÍMICA DE LOS VOLCÁNICOS DEL GRUPO BARROSO

5.1 MUESTREO GEOQUÍMICO

5.1.1 Consideraciones teóricas

Una muestra puede definirse como una parte representativa de un medio que se está investigando. Sin embargo, representatividad es un término relativo que debe considerarse con cuidado, junto con otros criterios, antes de la obtención de muestras.

Entre los criterios más importantes se incluyen:

- Representatividad. Una muestra posee las mismas características o propiedades que el material en estudio. El grado de semejanza entre las muestras y el material en estudio se determina por las características a estudiar y por las técnicas analíticas usadas.
- Tamaño de muestra. Se debe seleccionar cuidadosamente, con base en las propiedades físicas de la matriz y los requerimientos y/o limitaciones del muestreo y las técnicas de análisis.
- Número y/o frecuencia del submuestreo. Estas consideraciones deben basarse en el tipo de información estadística que se desea y en la naturaleza del material a coleccionar.
- Mantenimiento de la integridad de las muestras. La muestra debe conservar las propiedades de las condiciones originales en el sitio (al tiempo del muestreo), durante la colección, transporte y entrega al analista.

La importancia de obtener muestras representativas en campo, a través de las metodologías mencionadas anteriormente, así como conservar su integridad durante los procedimientos analíticos, es fundamental para la generación de datos significativos.

5.1.2 Muestreo

Para realizar el muestreo, se ha tenido que tener presente algunas consideraciones técnicas. Por ejemplo, las muestras no deben presentar ningún tipo de alteración hidrotermal, los mismos que harían variar las lecturas en cuanto a elementos móviles, como K, Mg, Ca, Na.

En algunos casos, las rocas mostraban una débil alteración argílica y oxidación, por lo que se recolectaron las muestras que tenían la menor presencia posible de ellas (figura 5.1).

Se evitaron la presencia de caras meteorizadas, así como venillas, xenolitos, y alguna otra característica que pudiera disturbar su representatividad. Los mayores inconvenientes se presentan con la oxidación superficial de Fe^{+2} a Fe^{+3} (recordar consecuencias en la Norma C.I.P.W.) y con la alteración de minerales por hidratación o hidrólisis.

Si un proceso de cristalización fraccionada es verdaderamente el responsable de una tendencia, se debe tener en cuenta las rocas porfíricas y de grano grueso, porque dichas rocas incluyen minerales que han sido removidos por el fraccionamiento. Algunas rocas porfíricas son acumulaciones de fenocristales en niveles altos, por lo que no son verdaderos líquidos que han evolucionado dentro del sistema y deben ser excluidos (Tosselli A., 2010).

5.2 CLASIFICACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS

Esta clasificación corresponde al comportamiento geoquímico de los elementos mayores, los cuales se pueden observar en los diagramas composicionales denominados TAS (figura 5.2), AFM y álcalis vs. SiO_2 (figura 5.3), y SiO_2 vs. K_2O (figura 5.4). Los datos correspondientes a los análisis geoquímicos volcados en estos diagramas confirman la presencia de rocas andesíticas y dacíticas, ubicándose en el campo subalcalino. Los cálculos y gráficos estadísticos se realizaron con el software IGPET 2007.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

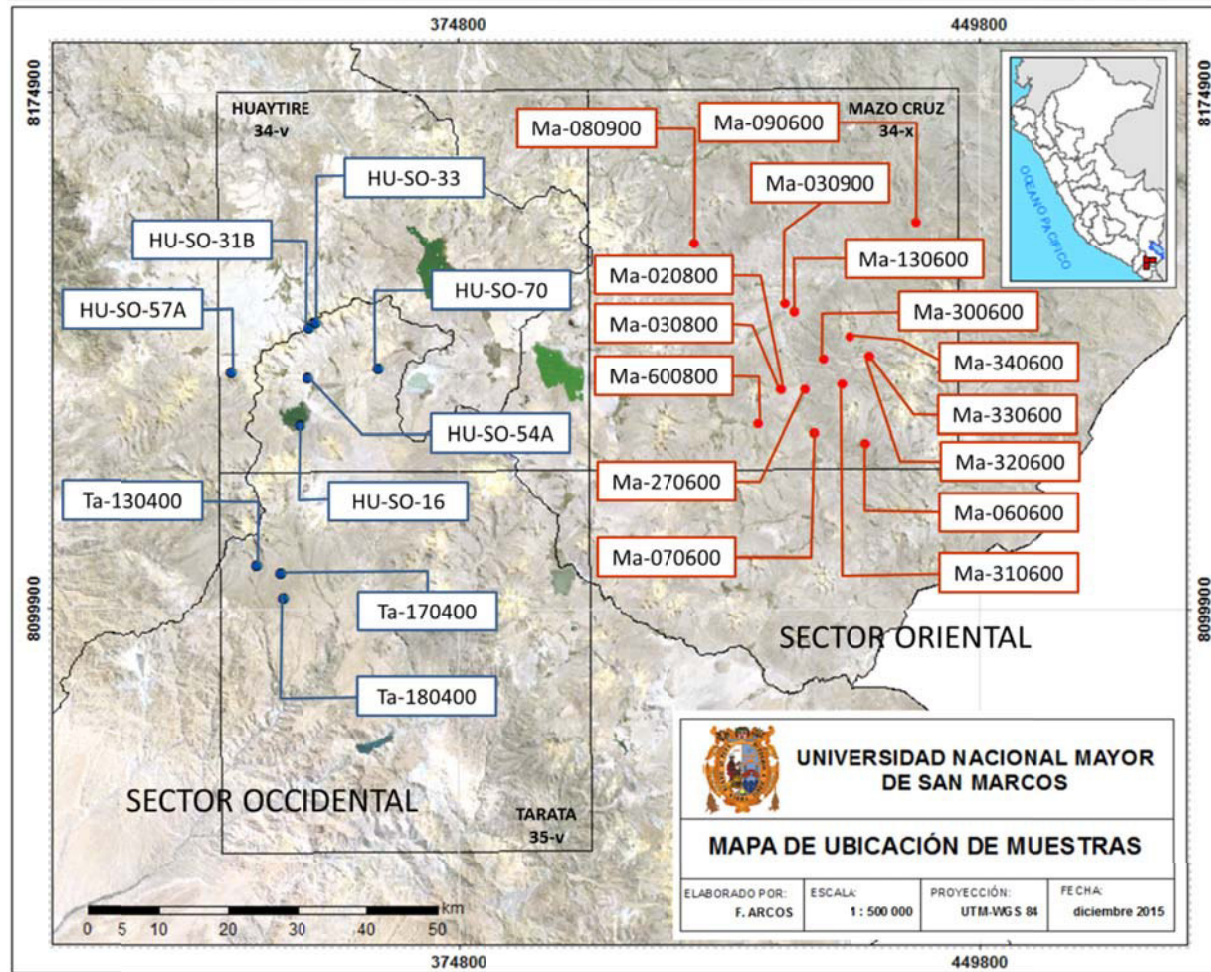


Figura 5.1. Mapa de ubicación de muestras recolectadas en la zona de estudio, escala 1:500000.

5.2.1 Diagrama TAS

Las muestras fueron ploteadas en el diagrama TAS (álcalis total vs. sílice), según Le Maitre et al., 1989 (figura 5.2). En ella observamos que las rocas del Sector Occidental se clasifican como traquiandesitas basálticas, andesitas y traquiandesitas, en un rango de concentración de SiO₂ de 54 a 63%. Las rocas del Sector Oriental se clasifican como traquiandesitas a traquidacitas, en un rango de concentración de SiO₂ de 58 a 67%. Esto pone de manifiesto un aumento de la acidez como de la alcalinidad de oeste a este.

5.2.2 Diagrama álcalis vs. SiO₂

Las muestras fueron ploteadas en este diagrama (figura 5.3) propuesto por Irvine y Baragar (1971), en donde se corrobora el carácter subalcalino de las muestras y la saturación en sílice con mayor relevancia para las rocas del Sector Oriental.

5.2.3 Diagrama AFM

Es comúnmente utilizado en las series magmáticas subalcalinas para distinguir trends de diferenciación toleíticos de los calcoalcalinos, propuesto por Irvine y Baragar (1971). Las muestras ploteadas (figura 5.3) expresan una tendencia evolutiva calcoalcalina de su magmatismo. La dispersión de los datos muestra una tendencia hacia el tenor A por parte de las rocas del Sector Oriental, mientras que las rocas del Sector Occidental muestran una tendencia hacia el tenor F.

5.2.4 Diagrama SiO₂ vs. K₂O

El diagrama propuesto por Pecerrillo y Taylor (1976), divide las rocas subalcalinas utilizando el contenido de K₂O versus SiO₂. Las muestras ploteadas (figura 5.4) indican rocas con alto contenido de potasio (serie calcoalcalina) con una ligera componente shoshonítica para las rocas del Sector Oriental.

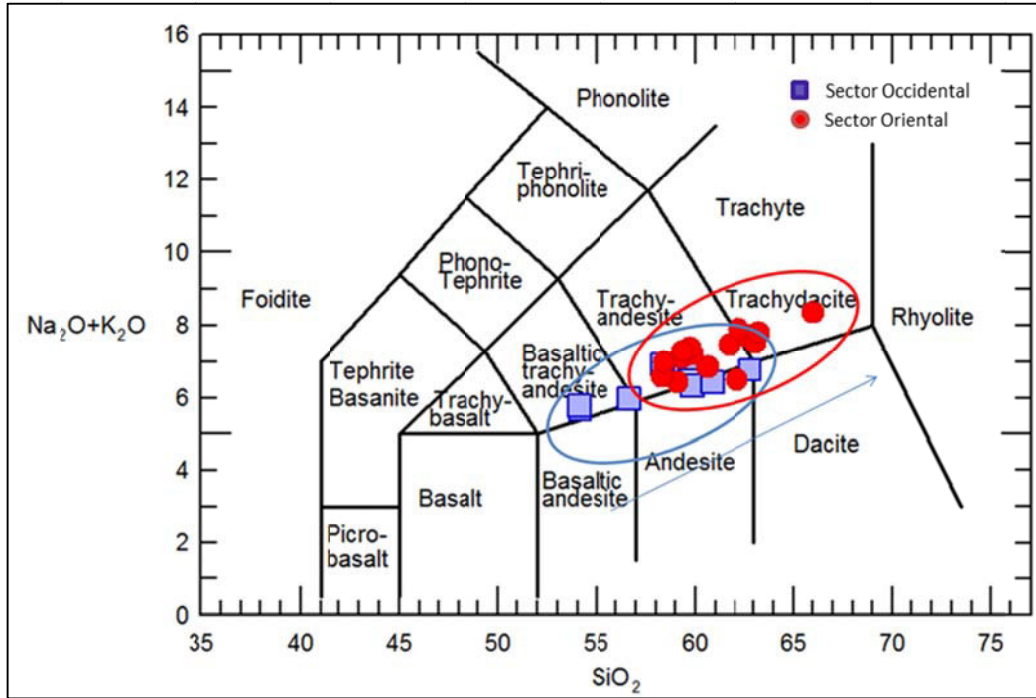


Figura 5.2 Diagrama TAS (sílíce vs. álcalis total). Muestra una diferenciación de oeste a este. Para el Sector Occidental tenemos traquiandesitas basálticas a traquiandesitas (básicas), mientras que para el Sector Oriental, traquiandesitas a traquidacitas (ácidas). Esta clasificación geoquímica muestra coherencia al resultado petrográfico (cuadro 5.1).

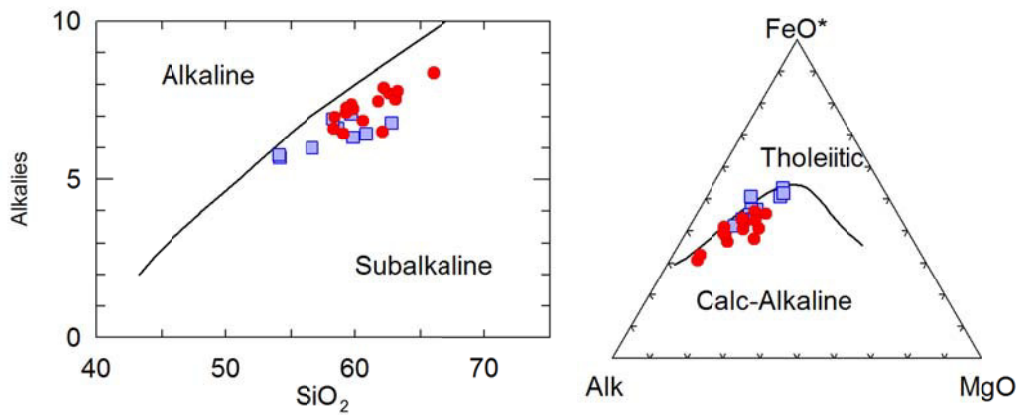


Figura 5.3. Diagramas que determinan la tendencia litológica. Las muestras caen dentro del campo Subalkalino (diagrama sílice vs. Álcalis) y dentro del campo calco alcalino (diagrama AFM). La curva suave en el diagrama AFM se interpreta como representativa de las tendencias de evolución (diferenciación) de los líquidos magmáticos.

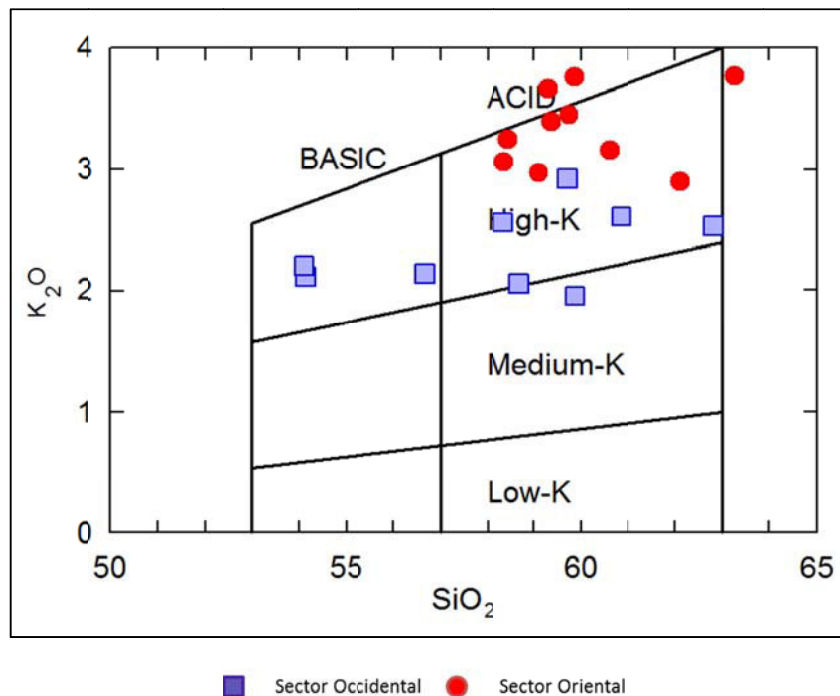


Figura 5.4. Diagrama SiO₂ vs. K₂O de Peczerillo y Taylor (1976). Muestra altos contenidos de potasio para las muestras, característico de la ZVC.

5.3 GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS MAYORES

El procesamiento estadístico se realizó con la data recalculada al 100% anhidro (restando componentes volátiles, humedad y LOI –pérdida por ignición-). A partir de los datos de concentraciones de los óxidos mayoritarios por zonas (cuadro 5.1, figura 5.5) y de los Diagramas de Harker (figura 5.7) podemos establecer que los elementos mayores Al₂O₃, MgO, FeO, TiO₂, CaO y P₂O₅ tienen una pendiente negativa lo que estaría indicando la disminución de estos óxidos a medida que aumenta la concentración de SiO₂, mientras que ocurre lo contrario para el caso de los álcalis (Na₂O + K₂O), ya que estas en conjunto, presentan una pendiente positiva, determinando su aumento en relación directa al SiO₂.

Estas tendencias son coherentes en relación a un desarrollo de un proceso de cristalización fraccionada en el magma (Araña, 1984).

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30’ Y 17°30’ LATITUD SUR – PERÚ”

ÓXIDOS	SECTOR OCCIDENTAL			SECTOR ORIENTAL		
	mín.	máx.	prom.	mín.	máx.	prom.
SiO ₂	54.11	62.81	58.46	59.1	66.02	62.56
Al ₂ O ₃	16.17	17.62	16.895	14.64	17.78	16.21
Fe ₂ O ₃	5.12	7.98	6.55	3.02	6.56	4.79
CaO	4.51	7.02	5.765	2.42	5.63	4.025
Na ₂ O	3.56	4.56	4.06	3.19	4.02	3.605
K ₂ O	1.96	2.92	2.44	2.9	5.23	4.065
MgO	1.82	4.28	3.05	0.96	3.51	2.235
TiO ₂	0.62	1.35	0.985	0.42	0.88	0.65
P ₂ O ₅	0.19	0.44	0.315	0.14	0.42	0.28

Cuadro 5.1. Rangos composicionales y promedios de los elementos mayores por sectores de la zona de estudio.

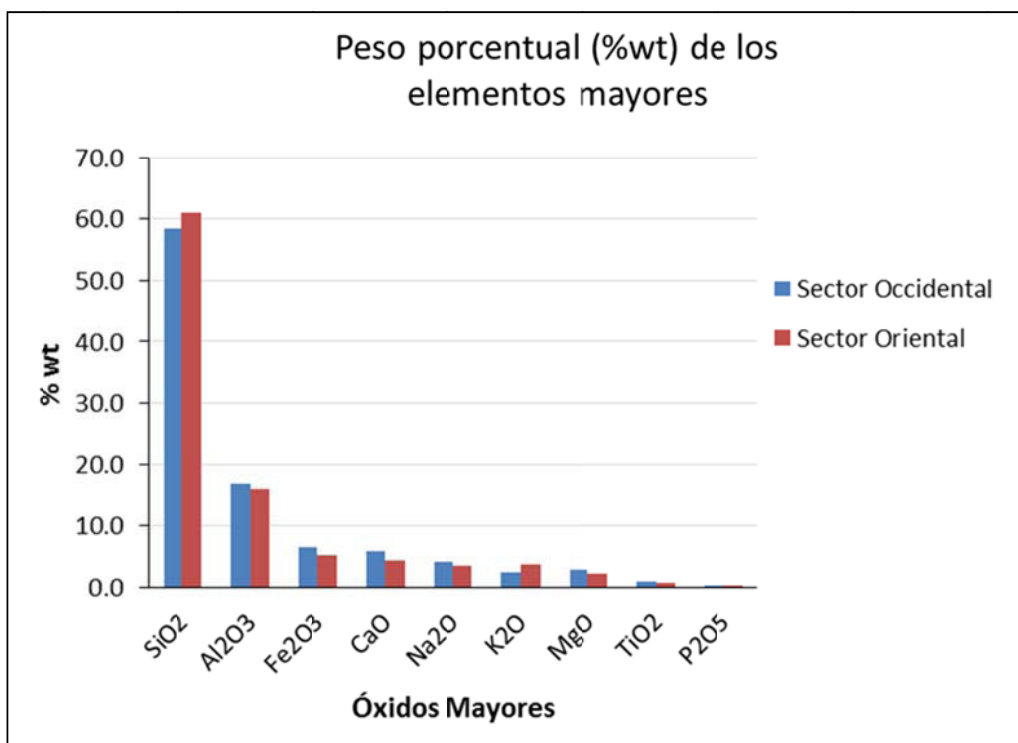


Figura 5.5 Histograma de pesos porcentuales de los elementos mayores. Para el Sector Oriental, ante el aumento de SiO₂ disminuye el Al, Fe, Ca, Na, Mg y Ti.

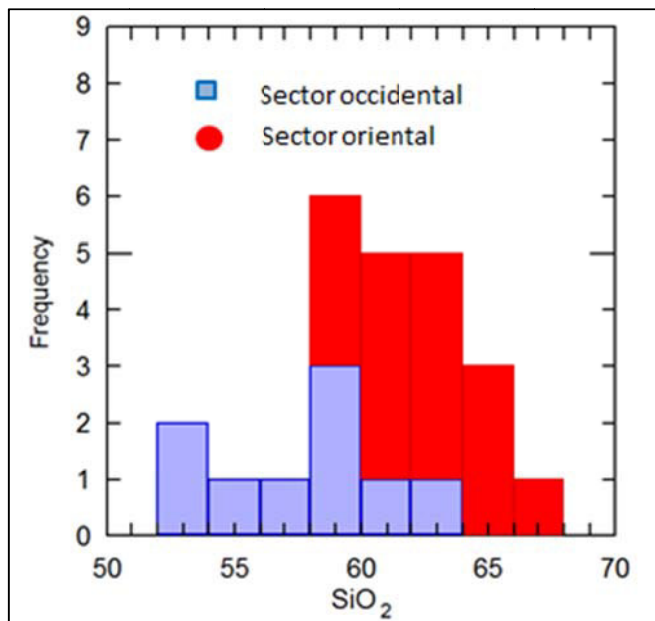


Figura 5.6. Contenido de SiO₂ para las rocas estudiadas. El Sector Oriental presenta mayor concentración que el Sector Occidental.

Según la figura 5.2, las rocas que mayoritariamente componen el Sector Occidental son andesitas y traquiandesitas, y observando que el Al y el Ca disminuyen fuertemente con el aumento de SiO₂, se sugiere que estos elementos se están adicionando a las plagioclasas, lo que se denomina fraccionamiento de las plagioclasas.

Asimismo, el Fe presenta una relación inversa al progresivo aumento de SiO₂, lo que supone su adición en los piroxenos (fraccionamiento del piroxeno). Se dice, entonces, que el Fe presenta una conducta compatible.

El Mg, Ti y P, presentan, de igual forma, un comportamiento compatible, que está en relación inversa al aumento de SiO₂ (figura 5.7 b, d, h). El Mg disminuye en un rango de 57 a 63% de SiO₂, sugiriendo, al igual que el Fe, un fraccionamiento del piroxeno.

El Ti se muestra compatible en todo el rango de SiO₂, pudiéndose sugerir su adición en los minerales félicos piroxeno, anfíboles y biotita ya que estos

incorporan con regularidad “pequeñas” cantidades de titanio (Rankama, Sahama, 1954).

No se ha observado en el estudio petrográfico magnetita titanífera o ilmenita, pudiéndose presumir su existencia ya que estos minerales están comúnmente asociados al apatito.

El P, que es uno de los componentes accesorios más comunes de las rocas ígneas, se muestra con mayor tendencia como elemento compatible en un rango del 54 al 58% de SiO₂, asentándose desde aquí hasta un 63 %wt de SiO₂; es evidente que la mayor parte del P de las rocas ígneas, quizá el 95 % o más, se encuentra en forma de apatito (Rankama, Sahama, 1954).

El Na y el K muestran una pendiente positiva (figura 5.7 e, g). Su relación es directamente proporcional al aumento de la SiO₂. El Na presenta una población más dispersa de la que muestra el K. Se dice que ambos elementos presentan una conducta incompatible, es decir, mientras hay diferenciación con consumo de Al, Mg, Fe, Ti, Ca y P, el líquido residual se enriquece en Na y K.

Los gráficos correspondientes al Sector Oriental indican similitud con el Sector Occidental. Se observa la compatibilidad del Al, Mg, Fe, Ti, Ca y P, que decrecen en relación directa al aumento de SiO₂ (figura 5.5). Obsérvese que los promedios de concentración de estos elementos es menor que los del Sector Oriental; es decir, a medida que nos alejamos de la fosa (de oeste a este) estos elementos se van diferenciando, disminuyendo su valor porcentual.

Por ejemplo, para el Sector Occidental el valor promedio del Al es de 16.895 %wt disminuyendo el promedio hacia el este (alejándose de la fosa) a un 16.21 %wt (cuadro 5.1).

Si nos referimos a sus rangos composicionales, veremos que la diferencia es más marcada. La figura 5.2 muestra que mayormente para esta zona se tratan de traquiandesitas a traquidacitas, lo que es evidente dado el aumento en la SiO₂.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

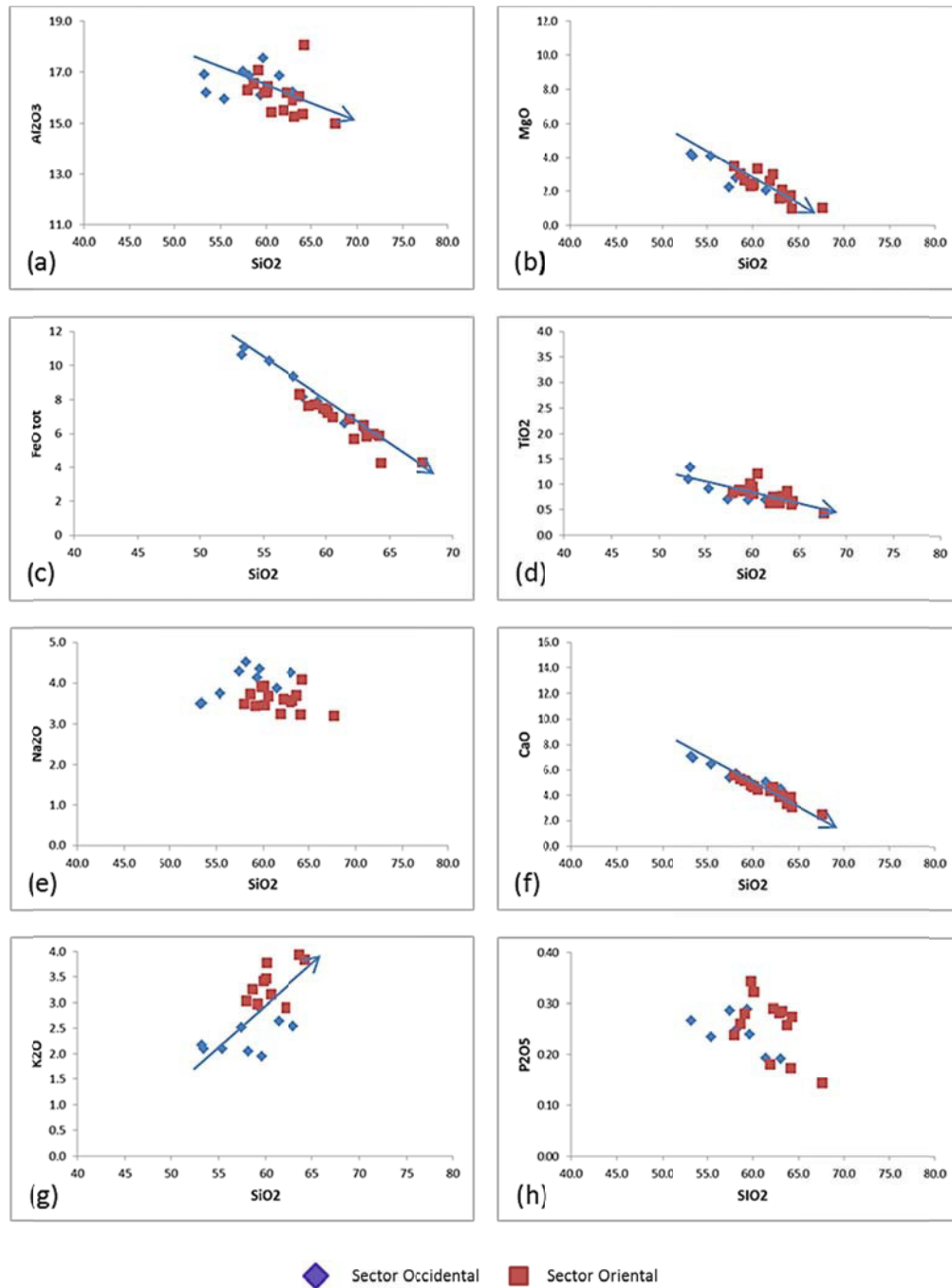


Figura 5.7. Diagramas de Harker mostrando las tendencias para los elementos mayores, cuyos valores no varían al azar sino que son interdependientes (Rivera M., 2001). Para todos los gráficos, se considera la evolución fraccionada del magma inicial, por el aumento de K_2O y Na_2O y disminución de los restantes elementos mayoritarios.

El Al (figura 5.7 a) tiene una marcada compatibilidad en un rango del 60 al 68 %wt de SiO₂, de igual manera sucede con el Ti y Ca (figura 5.7 d, f).

El Fe y Mg muestran una pronunciada compatibilidad en un rango menor al anterior, es decir entre 59 a 64 %wt de SiO₂. Esto evidencia una composición más diferenciada que para el Sector Occidental, en donde el fraccionamiento del clinopiroxeno parecería controlar la evolución geoquímica.

Los álcalis muestran incompatibilidad, con mayor fuerza en el K y más acentuada para el Na en un rango de 58 a 65 %wt de SiO₂, sugiriendo la cristalización de la plagioclasa.

Los diagramas de Harker nos permiten inferir los procesos geoquímicos que ocurrieron durante la evolución de los magmas. Hemos visto que estos procesos son el fraccionamiento y la cristalización de los componentes principales.

Se puede entonces resumir que las tendencias mostradas por los elementos mayores con respecto a la SiO₂ guardan coherencia con un proceso de cristalización fraccionada en el magma con formación de minerales olivino, piroxenos y plagioclasas (la interpretación asume que el contenido de sílice está relacionado con el proceso de evolución, de manera tal que el porcentaje de SiO₂, se incrementa con la evolución del magma y que la cristalización fraccionada es el único proceso involucrado).

5.4 GEOQUÍMICA DE LOS ELEMENTOS TRAZA

El contenido de elementos traza permite estimar la composición de la roca parental, los minerales residuales, la secuencia de minerales involucrados en la diferenciación. Para el estudio se analizaron específicamente los patrones y las proporciones (ratios) entre elementos traza utilizando parámetros de diferenciación como la SiO₂ y el Rb, así como las tierras raras ligeras (LREE)

en relación a las tierras raras pesadas (HREE), normalizadas a las Condritas (RREs-Nakamura, 1974).

5.4.1 Relación de la SiO₂ con los elementos traza

Según hemos visto en el comportamiento de los elementos mayores para las muestras, estas tienen una tendencia al aumento en SiO₂ de oeste a este. Esta tendencia está ligada a otros parámetros como son la profundidad de la zona de Benioff y la distancia a la fosa oceánica.

El estudio del comportamiento de los elementos traza nos ayudará a descifrar mejor el proceso genético por el que se han originado las rocas del Grupo Barroso.

En la figura 5.8 vemos el comportamiento de los elementos incompatibles. La tendencia que muestran el Th, Rb y Nb es positiva respecto a los porcentajes de SiO₂ para el Sector Oriental, mientras que para el Sector Occidental las tendencias son menos marcadas con una disposición subhorizontal en el espectro.

Los elementos compatibles como Ni, Sr y V presentan una correlación negativa a medida que aumentan los porcentajes de SiO₂, tanto para el Sector Oeste como para el Sector Este. Esto sugiere que estos elementos son incorporados en los minerales que fraccionan. Como vemos, el Rb presenta un comportamiento de incompatibilidad muy fuerte durante la diferenciación, y ya que el aumento de SiO₂ está en relación directa a la distancia de la fosa, entonces los tenores de Rb también presentan una variación sistemática en función de la distancia de la fosa oceánica. Más adelante veremos que existe una similitud con este criterio al usar al Rb como parámetro de diferenciación.

El Sr presenta una disminución en función del aumento de SiO₂, tanto para el Sector Oriental como para el Sector Occidental. Esto sugiere un

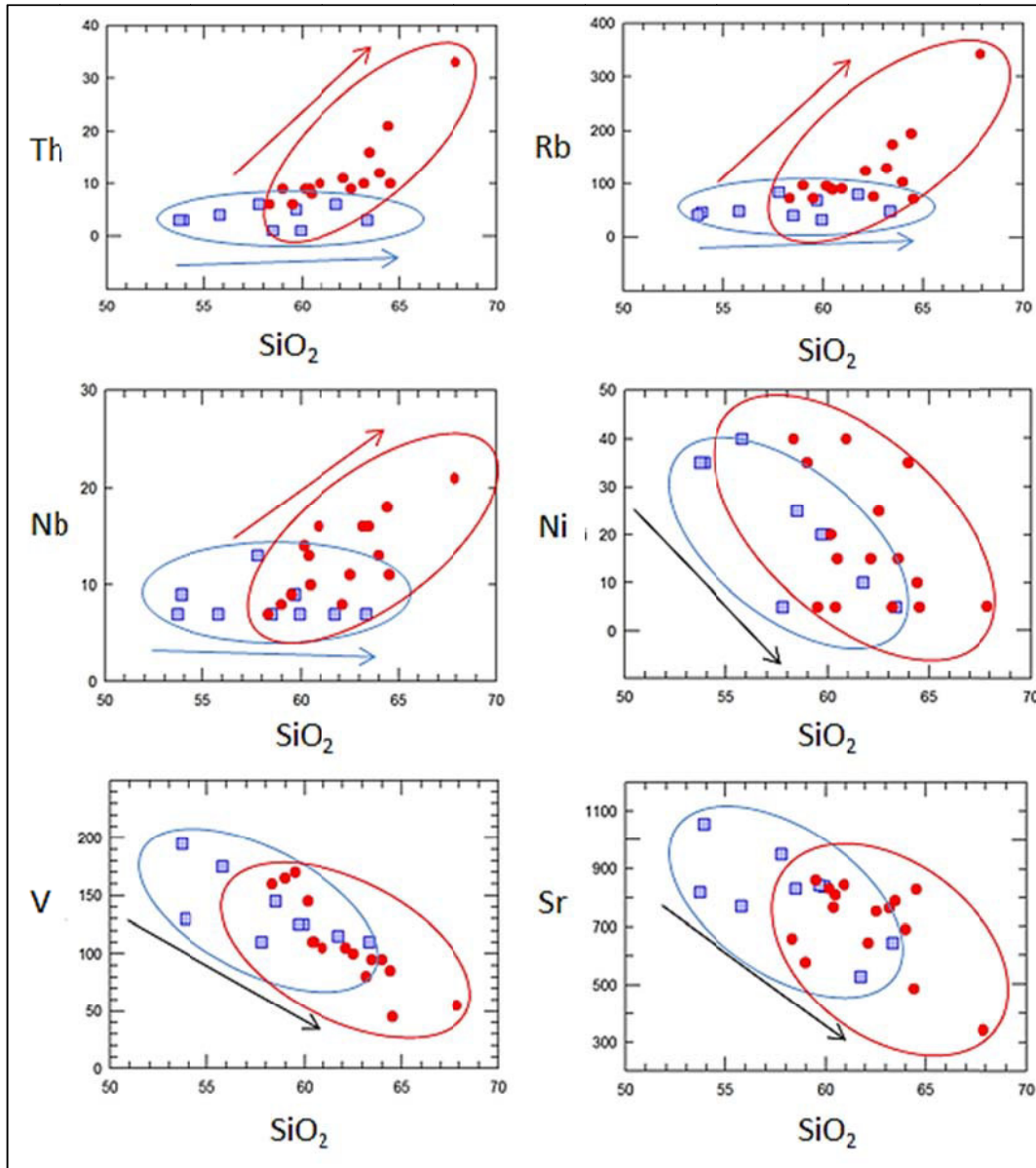


Figura 5.8. Gráficos ilustrando la relación SiO_2 versus elementos traza. El Th, Rb y Nb muestran su carácter compatible, diferenciando dos campos muy notorios, en donde la evolución e incremento de estos elementos demuestra el fraccionamiento del magma a través de la corteza y en dirección oriental. El incremento de estos elementos puede deberse a la fuerte contaminación cortical. En el caso del Ni puede inferirse una constante en las cantidades, interpretándose como concentrado en un mismo nivel del “slab”, pero con diferenciación en las concentraciones de SiO_2 . El Sr confirma el fuerte fraccionamiento de los materiales magmáticos, donde su disminución es inversa al aumento de la concentración de SiO_2 , demostrando incompatibilidad en sus fases iniciales y que es acumulado rápidamente entre rangos de 58 y 64% de SiO_2 .

rápido fraccionamiento de las plagioclasas (Lefevre, 1979), lo que se correlaciona con la petrografía del Sector Occidental que muestra mayor cantidad de fenos de plagioclasa que el Sector Oriental.

Los elementos de transición como el V y Ni muestran un decrecimiento a medida que aumenta el SiO₂.

La disminución de V sugiere la precipitación y la separación precoz de los minerales opacos de una serie (Lefevre, 1979, citando a Miyashiro y Shido, 1975; Andriambololona, 1976), traducido en el fraccionamiento de los óxidos ferro-titaníferos durante la evolución (Rivera, 2000). El V puede reemplazar al P, lo que explica la concentración de V en minerales ricos en apatita. Los feldespatos carecen casi por completo de V y, por el contrario, piroxenos, anfíboles y mica casi siempre contienen algo de V como iones V⁴⁺ y V⁵⁺, en sustitución de Fe³⁺ y Al³⁺ (Gill, 1996).

El Ni presenta, igualmente, una ligera disminución en función de la SiO₂, mostrando una posición paralela para ambos sectores (figura 5.8), poniendo de manifiesto una relativa constante en ppm de oeste a este.

El contenido promedio de Ni para el Sector Occidental es de 21.7 ppm mientras que para el Sector Oriental es de 18.33 ppm; esta disminución estaría acorde a una cristalización fraccionada (Martins, 2008), donde el contenido de Ni disminuye con la diferenciación. El bajo contenido de Ni de las andesitas peruanas (entre 15 y 37 ppm) indican que estas rocas fueron formadas directamente de la fusión de la peridotita (Dostal, et al., 1977), seguido de una cristalización fraccional del olivino ± espinela (Andriambololona, 1976). Pero, según Lefevre (1979), este modelo no toma en cuenta los fuertes contenidos en elementos litófilos de las andesitas del Perú.

En efecto, tales contenidos no pueden generarse por pequeños grados de fusión parcial (<5%) del manto superior, ya que esto es incompatible con un magma de naturaleza andesítica.

Andriambololona (1976) sugiere que el bajo contenido de Ni en las andesitas del sur del Perú no podrían indicar que el fraccionamiento de la eclogita fuese el productor del líquido andesítico. Un proceso de fusión parcial requeriría un alto contenido de Ni (entre 90 y 670 ppm) en su modelo (López Ruiz, Cebriá, 1990).

Se observa que los promedios de cobalto son 24.98 ppm para el Sector Occidental y 18.93 ppm para el Sector Oriental, lo que pone de manifiesto que ambos elementos tienden a tener iguales concentraciones de oeste a este, manifestación que indica, también, el aumento de SiO₂ en esa dirección.

5.4.2 El rubidio como índice de diferenciación

El Rb por su fuerte incompatibilidad durante la diferenciación es escogido como índice de diferenciación para discutir los porcentajes de los elementos incompatibles (Rivera M., 2000).

Según Dupuy y Lefevre (1974), en las andesitas de arco los elementos Ba – Rb presentan una correlación positiva, mientras que en las andesitas de márgenes (Perú-Chile) la correlación Ba-Rb tiene una gran dispersión (figura 5.9), pudiendo deberse a que las rocas provienen de un mismo evento volcánico. Esta dispersión es un parámetro que distingue las andesitas de márgenes de las andesitas de arcos.

El Ni frente al Rb presenta, para ambos sectores, una correlación inversa (disminuye ante el aumento de SiO₂). Esto podría evidenciar un elevado fraccionamiento del olivino en una etapa temprana de la evolución del magma.

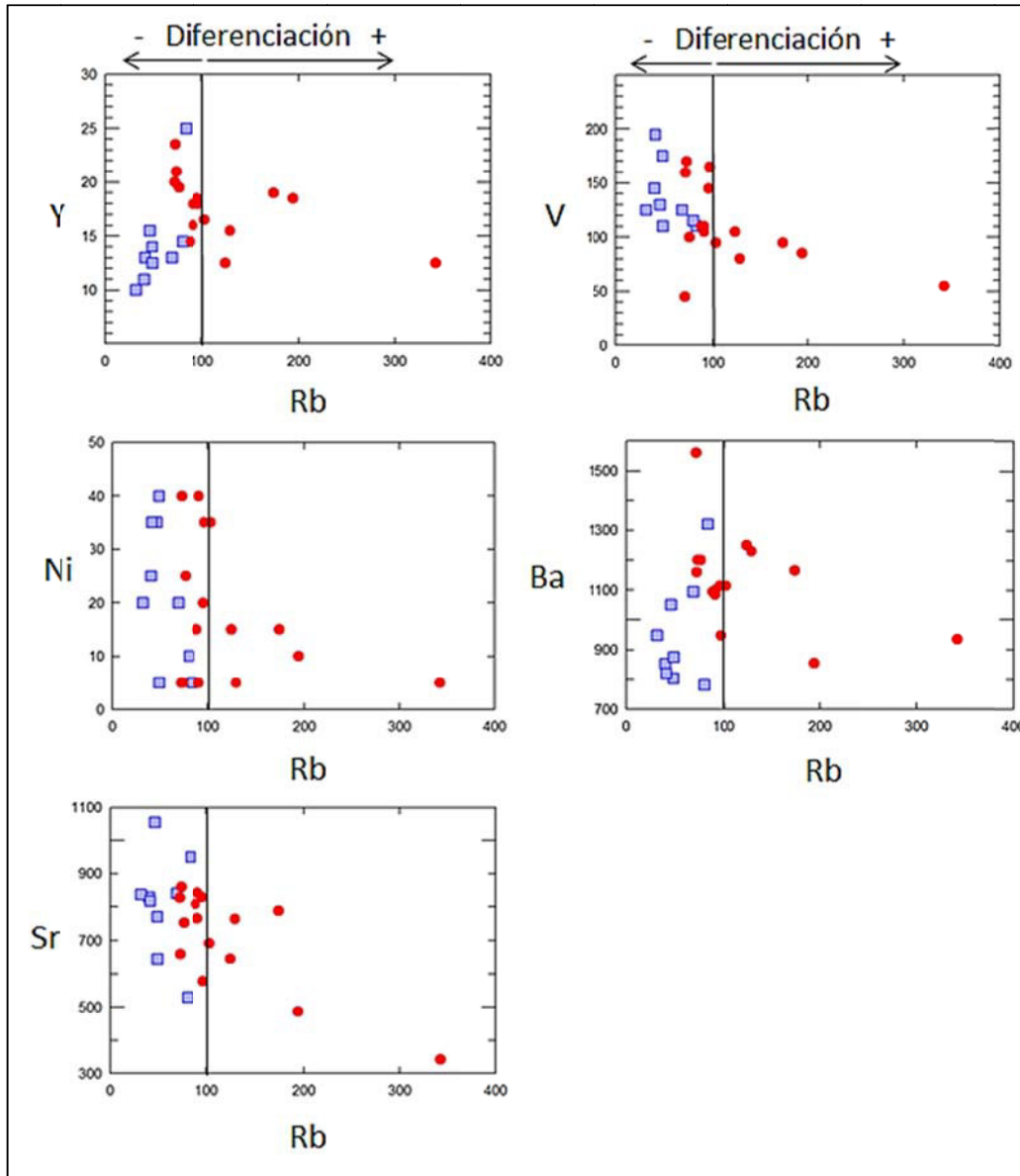


Figura 5.9. Gráficos en los que se toma al Rb como índice de diferenciación (compárese con la figura 5.8). La dispersión de las proporciones Rb/Ba muestra un marco tectónico de tipo “margen”, aunque no necesariamente cada muestra pertenece a la misma cámara magmática, en donde puede inferirse la representatividad de las mismas características de origen en un ambiente tectono-magmático válido para cada sistema. Nótese el incremento de Rb en dirección oriental, demostrándose la diferenciación más alcalina del magma. En el gráfico Rb vs. Sr, al parecer, las concentraciones (1100 ppm) en los materiales occidentales están controlados por su naturaleza compatible en la fuente ya que se encuentran influenciadas por las bajas concentraciones de SiO_2 (< 65%) lo cual imposibilita su acumulación en la fase sólida. La poca diferenciación en el Sector Occidental está representada por las concentraciones en el “líquidus” de Sr-Ba-Y-V, siendo controladas fuertemente por el enriquecimiento de SiO_2 en la fuente. Es a partir de 100 ppm de Rb que la diferenciación en la fase sólida se incrementa.

Asimismo, el Y muestra una correlación paralela aunque con tendencia negativa para las rocas del Sector Este, sugiriendo una incorporación en los anfíboles y también en el granate (Winter, 2000). El Y se incluye entre las tierras raras debido a que está asociado íntimamente con los lantánidos en la naturaleza y se parece químicamente a ellos en muchos aspectos (Rankama, Sahama; 1954).

5.4.3 Engrosamiento cortical

La evolución de la corteza continental ha sido compleja y con participación de una serie de procesos en donde, adiciones a la corteza continental se producen principalmente por magmatismo asociado a la subducción. Volcanes de la Cordillera de los Andes de América del Sur, que están sobre la zona de subducción de placas de Nazca, son quizás el mejor ejemplo de este proceso.

Las andesitas del sur del Perú son caracterizados por un valor elevado del ratio La/Yb (Lefevre, 1979). Para esta razón, en el Sector Occidental tenemos valores de 16 a 40, mientras que para el Sector Oriental tenemos valores entre 16 a 46. Estas razones nos proporcionan una herramienta para poder discernir sobre el origen de las rocas.

Así, para la relación La/Yb vs. Yb, si $La/Yb < 10$ y el $Yb > 1.5$, entonces se puede sugerir que las rocas se generaron bajo grosores de corteza menores, probablemente, a 40 km. Para la relación La/Yb vs. La/Sm, si $La/Yb < 10$ y La/Sm está entre 2 y 4, indican la generación bajo grosores de corteza probablemente menores a 30 km y a partir de una fuente libre de granate (Ré, et al., 2000).

En nuestro caso, vemos que la relación La/Yb vs Yb nos infiere que estas rocas se generaron bajo grosores de corteza superior a los 40 km en una

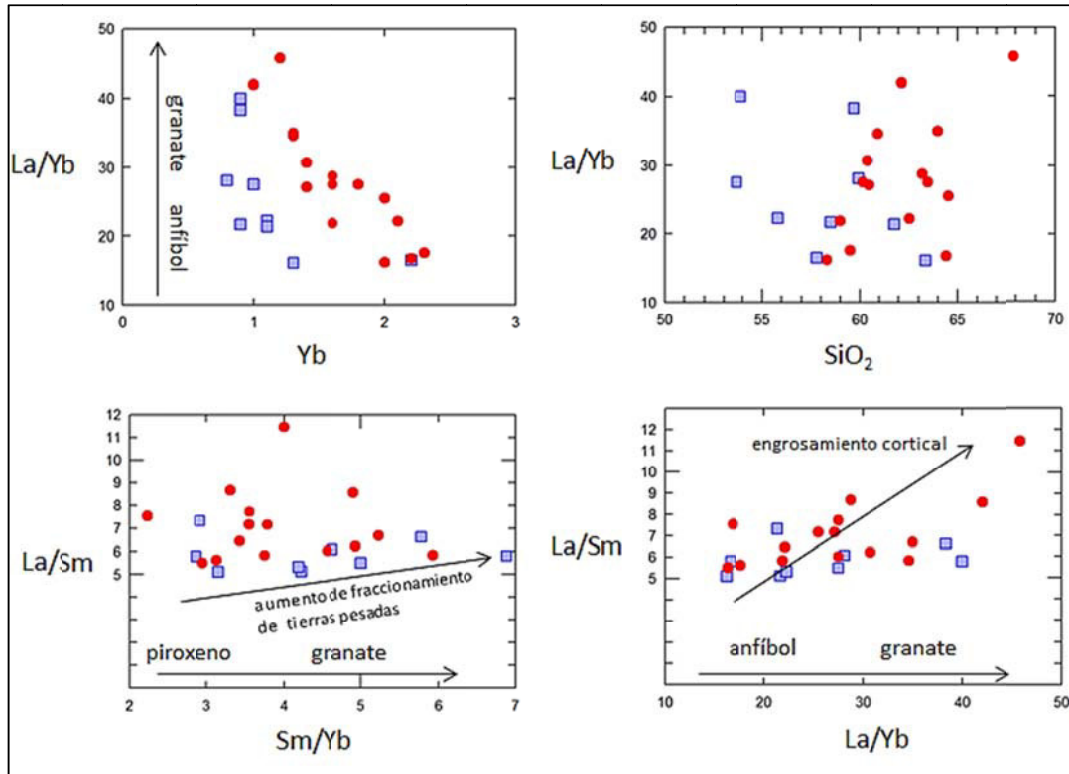


Figura 5.10. La proporción La/Yb vs. SiO₂ demuestra muy bien la diferenciación de los materiales. La/Yb > 10 sugiere una corteza evolucionada (>40 km), lo cual es evidente dado los argumentos geofísicos que actualmente se manejan. Se puede notar una diferenciación geoquímica en el parámetro SiO₂ 60%, donde aparentemente existe un incremento en las proporciones La/Yb de 20 a >45 ppm, con lo cual podemos inferir un fuerte incremento cortical a partir del Plioceno, aunque faltan más datos para ello, las evidencias geoquímicas y tectonofísicas (incremento de velocidad de convergencia) pueden definir una adición de corteza, quizá de tipo MASH. Las proporciones La/Yb vs. Yb demuestran que la fuente ha sido controlada mayormente por anfíbol en un primer estadio y granate en las últimas diferenciaciones químicas y, consecuentemente, aumento del fraccionamiento de las HREE.

fuelle con presencia de anfíbol en un primer estadio y granate en las últimas diferenciaciones químicas (figura 5.10).

La ligera diferencia de valores La/Yb del Sector Oriental sobre el Sector Occidental, indicarían que las primeras se habrían formado a mayor presión, mayor grosor cortical (paulatino y constante) y mayor profundidad; pudiendo alcanzar su máximo engrosamiento hacia el Plioceno. La relación La/Sm y La/Yb (figura 5.10) sugiere también este

engrosamiento cortical en presencia de anfíbol en primera instancia y granate en la etapa final de diferenciación, así también la razón Sm/Yb que nos muestra un marcado fraccionamiento de tierras raras pesadas que, según Rubiolo, et al. (2000) podría ser el resultado de residuos eclogíticos con granate en la fuente de generación del magma, consistente con evoluciones magmáticas a profundidades crecientes (y concordantes con la alta presencia de microlitos de plagioclasas, según la petrografía, que indicarían una cristalización rápida, un emplazamiento corto).

Las relaciones Sm/Yb se usan para calcular el espesor cortical relativo (Pinto, 2008, citando a Hildreth y Moorbath, 1988; Kay y Kay, 1991; Kay et al., 1999). El incremento de la relación Sm/Yb refleja los cambios dependientes de la presión que ocurren en la transición del clinopiroxeno a anfíbol y luego a granate en el residuo refractario que está en equilibrio con un magma en evolución. Así que, el clinopiroxeno es dominante en profundidades menores a 35 km, el anfíbol es estable entre ~30 y 45 km, mientras que el granate se encuentra a profundidades mayores a 45-50 km.

5.4.4 Diagrama REE

El grupo de las REE son en general incompatibles (elementos que debido a su gran radio iónico o a su alta valencia no entran fácilmente en las fases sólidas cristalinas del manto o en el magma) y con características geoquímicas muy similares. Las tierras raras se presentan en diagramas multielementales normalizados a condritos. Los valores normalizados se ordenan por orden creciente de número atómico. Esto equivale a una ordenación por grado decreciente de incompatibilidad para fundidos generados en el manto (los elementos más incompatibles se encuentran del lado izquierdo y los menos incompatibles del lado derecho).

Los aspectos que hay que tener en cuenta son: la pendiente general de los espectros, los valores absolutos de los contenidos normalizados y la presencia de anomalías, que pueden presentarse en el Eu y el Ce. En procesos magmáticos, el Eu puede ser bivalente o trivalente. Por lo tanto, dado que el resto de las tierras raras son trivalentes, el Eu bivalente presenta un comportamiento diferencial, pudiendo desarrollar anomalías. Las rocas del Grupo Barroso tienen alto potasio (figura 5.4) y afinidad calco alcalina (figura 5.2), típico de magmas emplazados en una margen continental (Romeuf et al., 1995). Estas han sufrido fuerte movilización de elementos litófilos (Na, K, Ca, Rb, Sr), de esta manera, sólo los elementos inmóviles tales como Ti, Zr, Y, Th, Ta, Nb y REE son empleados para distinguir la afinidad magmática.

Esto se observa en los diagramas REE que se presentan normalizados a las condritas (figura 5.11), en donde se puede apreciar, en primera instancia, el marcado subparalelismo, tanto para el Sector Occidental como para el Sector Oriental. En ellos se aprecia un fuerte enriquecimiento en LREE (La-Sm) lo que sugiere que se ha formado por pequeños grados de fusión parcial de una fuente ya enriquecida en LREE.

El empobrecimiento en HREE (Dy-Lu), que en el diagrama están debajo de 10, sugiere la presencia de granate residual en la fuente (Fernández, Hernández, 1991) lo que caracteriza a las lavas evolucionadas en un contexto de margen activa (Goemans, 1986). El enriquecimiento con relación a las condritas (Nakamura, 1974) crece a medida que aumenta la diferenciación. El subparalelismo de los diagramas confirmaría la importancia del proceso de cristalización fraccionada en la evolución de los líquidos (Rivera, 2000).

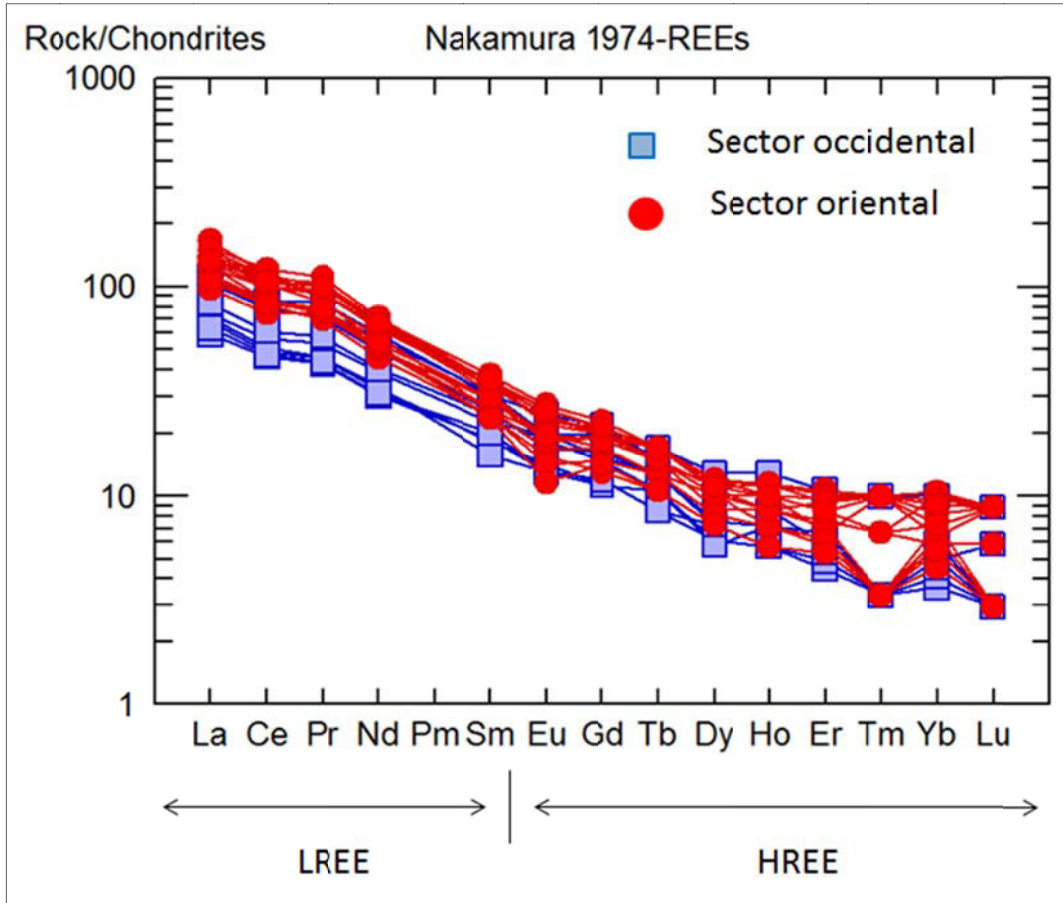


Figura 5.11. Diagrama de REE normalizado a las Condritas (Nakamura, 1974). En la corteza continental profunda, por debajo de unos 100 km en el manto, las fases residuales que quedan en la fuente, después de sufrir pequeños grados de fusión parcial, son el granate y el clinopiroxeno. El granate acomoda fácilmente en su red a las HREE, pero no a las más ligeras, de modo que el granate retiene las HREE por lo que el fundido se empobrece en las mismas. Cuando el grado de fusión parcial aumenta, la proporción de granate residual disminuye y también las HREE pasan al fundido. La disminución absoluta o relativa de algún elemento específico, significa el fraccionamiento de las fases en las cuales puede haberse acumulado. Por ejemplo, el Eu en las plagioclasas y el apatito, las HREE en el granate y en menor medida en los clinopiroxenos. Por tanto, la forma del diagrama nos va a dar la idea de la profundidad de origen de la fuente y del grado de fusión parcial que ha sufrido. Cuanto menos evolucionado esté un magma, su diagrama de tierras raras será más parecido al de las condritas. Un empobrecimiento en HREE (por debajo de 10) sugiere presencia de granate residual en la fuente, en tanto que contenidos en HREE de aproximadamente 10, sugieren que la fuente estaba desprovista de granate. El subparalelismo del diagrama sugiere un proceso de cristalización fraccionada. La ligera anomalía de Eu para el Sector Oriental, supone $>fO_2$ y $>T$ (Fernández et al., 1991) y el estado de oxidación relativamente igual al Sector Occidental (figura 6.19), lo que sugiere un régimen de diferenciación magmática con fraccionamiento de plagioclasa.

La disminución absoluta o relativa de algún elemento específico significa el fraccionamiento de las fases en las cuales puede haberse acumulado. Así, para el diagrama del Sector Oriental se aprecia una anomalía negativa en el Eu. Esto sugiere que a partir del magma primario cristalizó plagioclasa y ya nos ha llegado un magma residual empobrecido en Eu. La ausencia de esta anomalía de Eu para el diagrama del Sector Occidental, podría indicar que este elemento no puede ser incorporado en la plagioclasa y podría reflejar fuertes condiciones de oxidación (figura 5.17) donde todo el Eu está en forma de Eu^{3+} (Rivera, 2000, citando a Davidson et al., 1990).

El diagrama de REE nos ofrece información sobre la profundidad de origen de la fuente e, incluso, el grado de fusión parcial que ha sufrido. Así, el granate acomoda fácilmente en su red a las HREE pero no a las más ligeras (Rollison, 1993), de tal manera que el granate retiene a las HREE por lo que el fundido se empobrece en las mismas.

En la corteza continental profunda y por debajo de unos 100 km en el manto, las fases residuales que quedan en la fuente después de sufrir pequeños grados de fusión parcial son el granate y el clinopiroxeno (Fernández y Hernández, 1991). A profundidades menores o cercanas a 40 km la plagioclasa es la que ejerce el control en la variación de los elementos traza. Entonces, el modelo que presentan los diagramas de REE son típicos de rocas de arco volcánico emplazados en un margen continental.

5.4.5 Diagramas multielementales (tela de araña)

Los diagramas multielementales o diagramas de tela de araña (Spiderdiagrams) (figura 5.12), normalizado con relación al manto primitivo (MORB), es el más apropiado para basaltos evolucionados, andesitas y rocas de corteza, en las que el material parental se asemeja

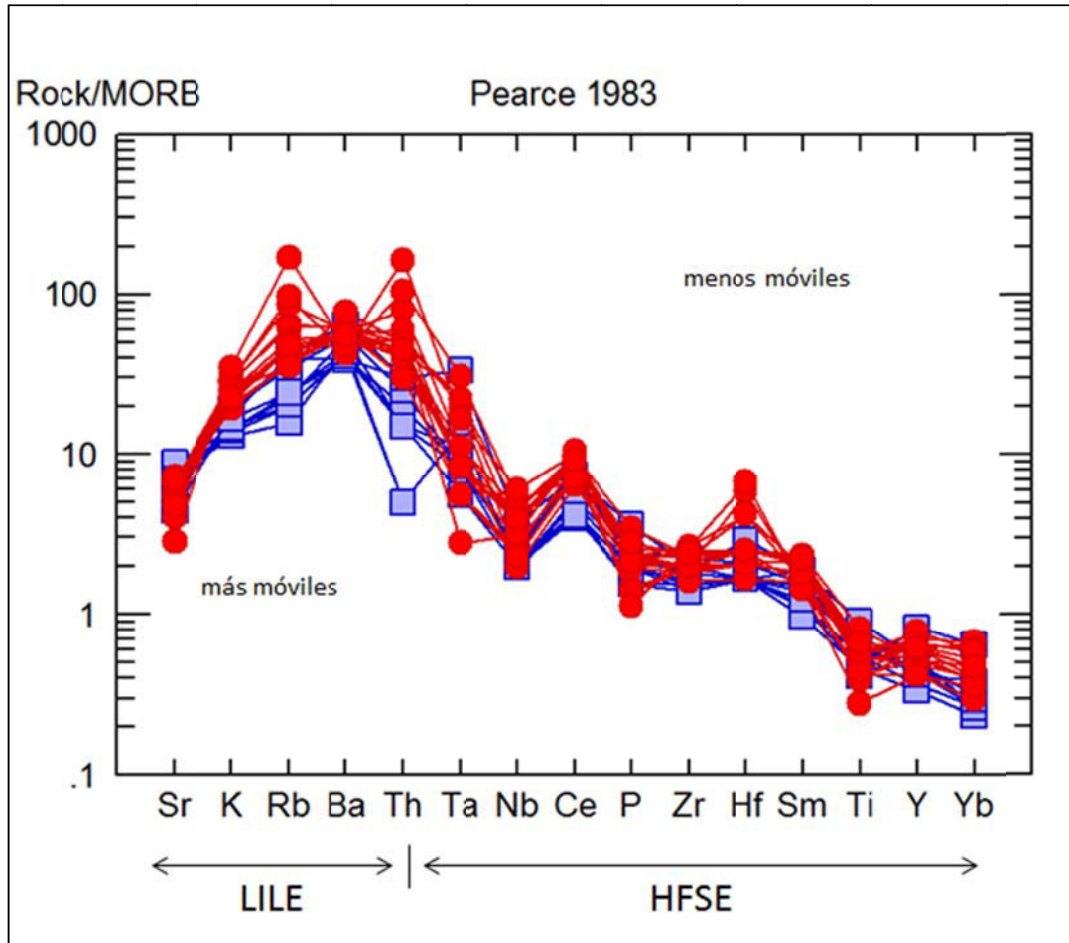


Figura 5.12. Diagrama Multielemental normalizado al MORB (Pearce, 1983), llamado también Diagrama de Tela de Araña (Spiderdiagram). El enriquecimiento en elementos LILE (lado izquierdo) y el empobrecimiento de elementos HFSE (lado derecho) es característico de las lavas evolucionadas en un contexto de margen activa. Los elementos LILE presentan mayor movilidad que los elementos HFSE. Los elementos están situados de tal manera que la incompatibilidad de los elementos móviles y de los inmóviles aumenta desde los bordes hacia el centro del diagrama. Pareciera que la forma de estos diagramas no se modifica ni por la cristalización fraccionada ni por los grados variables de fusión parcial, por lo que pueden ser usados para discutir las características de la fuente.

más al MORB que al manto primitivo (Rollison, 1993); nos indica el alto enriquecimiento de K, Rb, Ba, Th (LILE) y bajo contenidos en HFSE (Ta – Yb). El enriquecimiento de estos elementos incompatibles es característico de un manto fuente de tipo enriquecido y/o una

contaminación por la corteza continental (Rivera, 2000, citando a Wilson, 1994). El relativo enriquecimiento de Sr indica el control de la plagioclasa y es coherente con magmas relacionados a la subducción.

El Sector Occidental presenta anomalías negativas del Sr, Nb y Ti. El Sector Oriental presenta anomalías negativas del Sr, Ba, Nb, P y Ti. Como se dijo anteriormente, estas disminuciones significan el fraccionamiento de las fases en las que pudieron haberse acumulado. La anomalía negativa del Nb y Ti es clásica de la serie calco-alcalina de zonas de subducción (Rivera, 2000 citando a Wilson, 1994).

La anomalía negativa del Sr y P es típica de magmas de arco (Vatin-Perignon, et al., 1996, citando a Pearce, 1983) y refleja la importancia de la plagioclasa, apatito, ilmenita o magnetita titanífera durante la diferenciación.

Las rocas calcoalcalinas muestran un enriquecimiento respecto a Ce y P (Castro, 2010, citando a Kay, 1977, Pearce, 1982, 1983) que pueden ser atribuidos a la introducción de fluidos acuosos y posiblemente a la fusión de sedimentos incorporados a la cuña astenosférica desde la litosfera oceánica (figura 6.5).

5.4.6 Concentración de iones metálicos

Algunas características de concentración de iones metálicos pueden observarse en estos eventos volcánicos.

La relación de ratios $A/CNK = (Al_2O_3 / 101.96) / [(CaO / 56.08) + (Na_2O / 61.98) + (K_2O / 94.20)]$ (Maniar y Piccoli, 1989), determina la saturación de alúmina, en donde los valores mayores a 1 estarían relacionados a magmas con fases menos fluidas, es decir, más viscosas (más ricas en alúmina). Comparando las concentraciones de metales base (Pb, Zn y Cu) con sus abundancias (background), podremos diferenciar una fase sulfurada en los fluidos (figura 5.13).

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30’ Y 17°30’ LATITUD SUR – PERÚ”

Muestra	Cu	Pb	Zn	Cu+Pb+Zn	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	A/CNK
Ta-180400	80	10	80	170	17.01	5.76	4.56	2.06	0.842
Ta-130400	65	20	85	170	17.62	5.1	4.36	1.96	0.949
HU-SO-70	25	15	90	130	17.29	5.49	4.35	2.56	0.868
HU-SO-57A	55	10	90	155	16.4	7.02	3.56	2.12	0.784
HU-SO-33	75	15	80	170	16.32	6.63	3.84	2.14	0.789
HU-SO-16	65	20	80	165	16.21	5.19	4.15	2.92	0.835
HU-SO-54A	55	20	70	145	16.68	5	3.83	2.61	0.916
HU-SO-31B	50	20	90	160	17.16	7.2	3.56	2.21	0.804
Ta-130400	105	15	60	180	16.17	4.51	4.24	2.53	0.903
Ma-030800	10	15	75	100	15.83	3.84	3.53	4.19	0.914
Ma-020800	30	20	80	130	15.5	4.35	3.25	4.22	0.870
Ma-080900	35	15	75	125	15.03	3.97	3.52	4.38	0.847
Ma-030900	35	20	60	115	15.12	3.82	3.19	4.33	0.896
Ma-130600	5	5	100	110	17.07	5.14	3.46	2.97	0.935
Ma-320600	25	5	120	150	15.45	4.48	3.69	3.16	0.876
Ma-330600	20	10	140	170	14.95	3.08	3.44	3.66	0.982
Ma-340600	40	5	95	140	16.41	5.63	3.53	3.06	0.848
Ma-310600	30	10	95	135	16.35	4.7	3.46	3.76	0.893
Ma-300600	25	10	95	130	16.18	4.65	3.6	2.9	0.924
Ma-270600	20	15	105	140	16.15	4.61	3.91	3.45	0.871
Ma-600800	50	30	70	150	14.64	2.42	3.13	5.23	0.963
Ma-090600	15	10	100	125	17.78	3.03	4.02	3.77	1.097
Ma-070600	70	10	205	285	16.5	5.27	3.72	3.25	0.859
Ma-060600	20	5	115	140	16.08	4.78	3.87	3.39	0.859
Media	41.875	13.750	93.958	149.583					
SD	25.230	6.299	30.108	61.636					
Media + SD				211.220					

Cuadro 6.2. Indicadores estadísticos para los metales base, para la determinación del diagrama A/CNK.

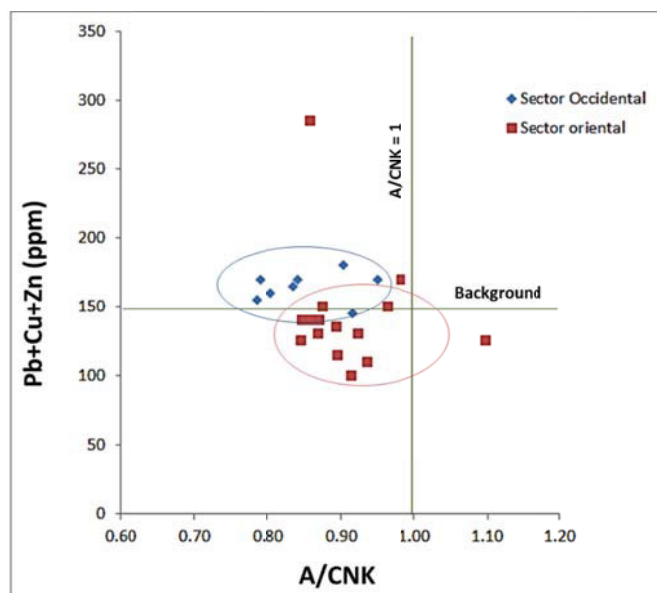


Figura 5.13. Diagrama A/CNK versus Pb+Cu+Zn, para diferenciar fases fluidas de fases sulfuradas por Barnes (1997, en Quispe, 2004).

Los magmas que dieron origen a las rocas volcánicas del Sector Occidental, habrían sido capaces de formar fases sulfuradas (fases fluidas) en mayor medida que las rocas volcánicas del Sector Oriental.

5.4.7 Elementos traza asociados al cobre

El Coeficiente de Correlación de Pearson es el más utilizado para estudiar el grado de relación lineal entre dos variables cuantitativas (de intervalo o de razón). Este coeficiente toma valores entre -1 y 1, con dos informaciones: el sentido (positivo si es una relación directa y negativo si es inversa) y la intensidad (de 0 no relación o independencia a 1 relación máxima o perfecta).

De los diagramas de dispersión para el Sector Occidental (figura 5.14) y Sector Oriental (figura 5.15), tomamos los pares con correlación de moderada a muy fuerte, es decir, alta correlación mayores a +0.7 y alta correlación inversa, menores a -0.7. Por medio de esta discriminación podemos organizar ternas en diagramas triangulares, en la que un par tenga buena correlación de un signo y los otros dos pares tengan buena correlación del otro signo. En tal sentido, se tomaron tres ternas de elementos (figura 5.16), las cuales mostraron las siguientes relaciones:

Terna Y-U-Cu: indica que mientras hay una disminución de Y y U, se tiene un incremento de Cu, con mayor incidencia en el Sector Occidental.

Terna Cu-U-Rb: indica un empobrecimiento de Cu ante el aumento de Rb, siempre ante la baja presencia del U, con mayor incidencia para el Sector Oriental.

Terna Cu-La-Y: indica un incremento de Cu ante la disminución de La e Y para el Sector Occidental, mientras que disminuye el Cu con el enriquecimiento de La e Y para el Sector Oriental.

Se concluye que, existe una relación inversa entre el elemento metálico Cu con los elementos traza Y, Rb y La.

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30’ Y 17°30’ LATITUD SUR – PERÚ”

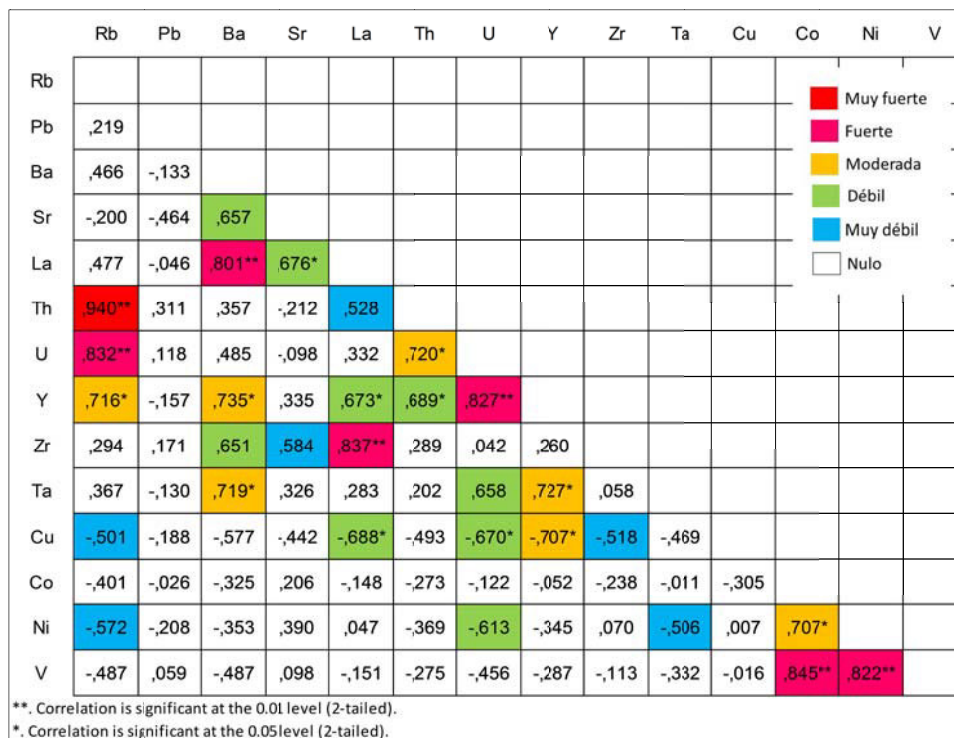


Figura 5.14. Diagrama de correlación para las muestras del Sector Occidental.

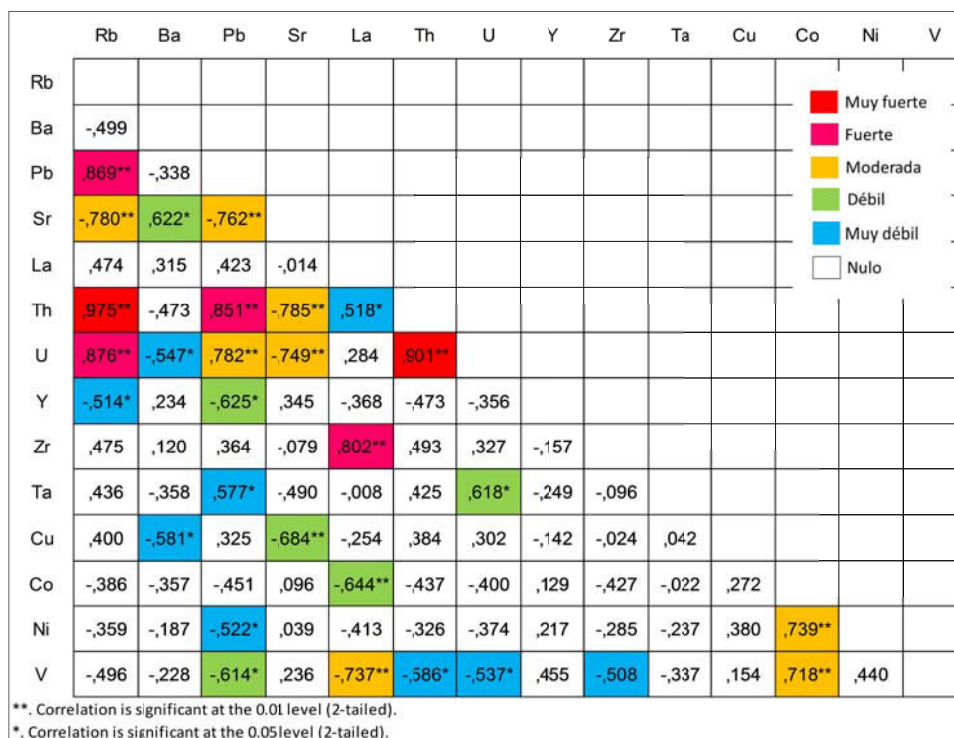


Figura 5.15. Diagrama de correlación para las muestras del Sector Oriental.

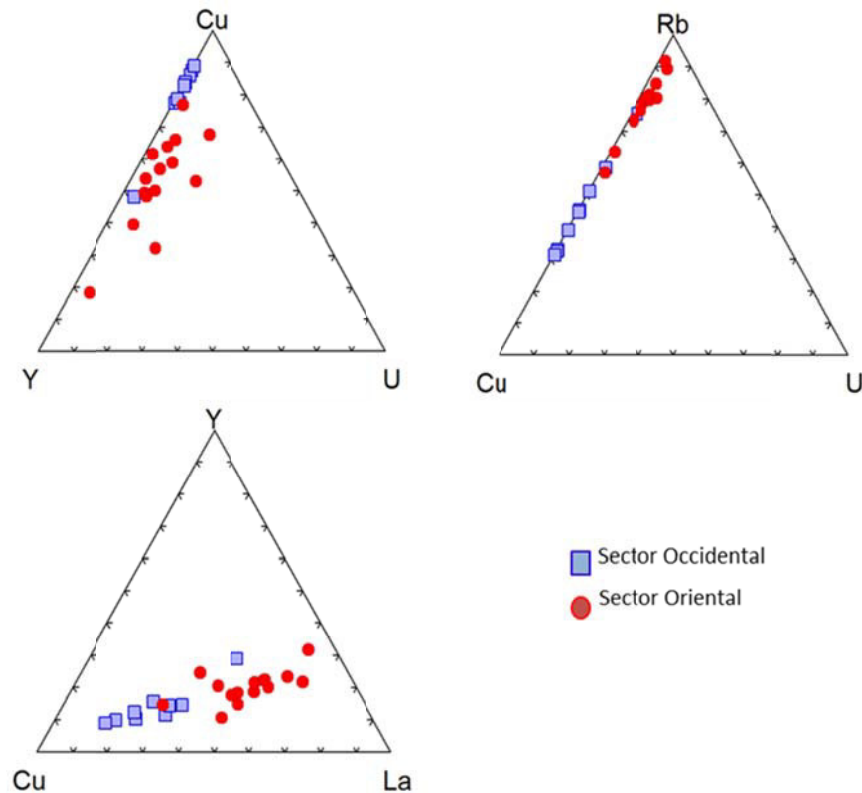


Figura 5.16. Diagramas ternarios Y-U-Cu; Cu-U-Rb y Cu-La-Y para las rocas volcánicas del Grupo Barroso.

5.4.8 Grado de oxidación

De los elementos mayores, únicamente el hierro se presenta en dos diferentes estados de oxidación, Fe^{+2} y Fe^{+3} . La proporción de hierro férrico frente a hierro ferroso ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$) en una roca ígnea da información sobre el estado de oxidación de un magma, de forma que mayores contenidos de Fe^{+2} indica magmas de carácter más reductor.

Las intrusiones reducidas favorecen la concentración hidrotermal de Sn, el cual no entra en los sulfuros magmáticos e ilmenita que cristaliza temprano en la historia de enfriamiento de tales cámaras magmáticas (Maksaev, 2001, citando a Ishihara, 1981). En contraste los magmas oxidados inhiben la precipitación de sulfuros magmáticos y el consecuente secuestro del cobre y oro, los cuales, por lo tanto,

permanecen disponibles para particionarse en el fluido hidrotermal (Maksaev, 2001, citando a Candela, 1989; 1991), características que pueden ser aplicadas para el magmatismo generador de las rocas del Grupo Barroso (figura 5.17).

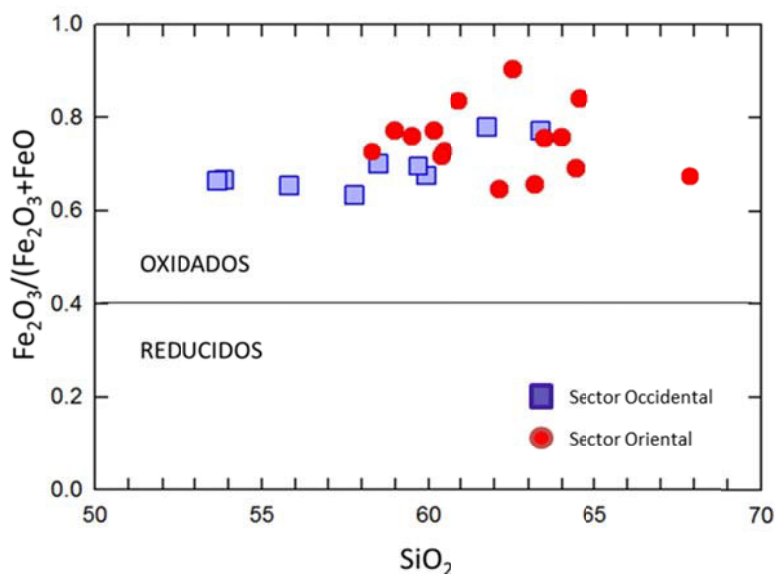


Figura 5.17. Grado de oxidación para las muestras (Ray y Webster, 1997).

5.4.9 Fraccionación de elementos traza isovalentes

Según Gonzales (2011, citando a Bau, 1996), los pares de elementos Y/Ho y Zr/Hf poseen valores de carga y radio iónico similares, manteniéndose próximas a las relaciones condriticas en procesos ígneos controlados por estos dos parámetros. Este control deja de ser determinante cuando los procesos son hidrotermales o ígneos muy evolucionados, en cuyo caso la configuración electrónica de los iones y el tipo de enlace atómico cobran mayor importancia. Esto hace que los valores de Y/Ho y Zr/Hf se alejen drásticamente de los valores condriticos (figura 5.18).

Las rocas del Sector Occidental muestran un típico origen ígneo, debido a sus valores próximos a los condríticos; mientras que las rocas del Sector Oriental presentan también un origen ígneo pero con una componente de afectación hidrotermal o presentando mayor evolución en su proceso (lo que estaría en conformidad con el aumento de la acidez).

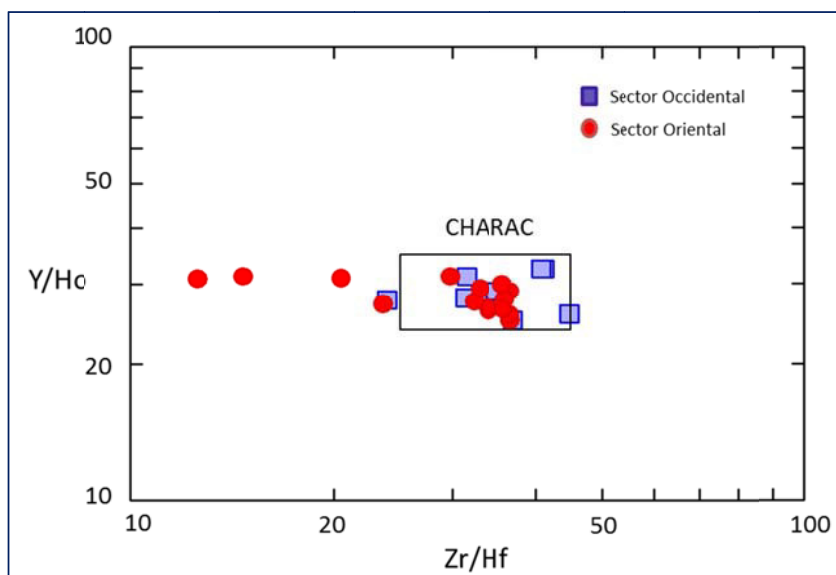


Figura 5.18. Diagrama Zr/Hf vs. Y/Ho (Bau, 1996), discriminante entre procesos ígneos y procesos hidrotermales y/o magmas silicatados altamente evolucionados. Las rocas del Sector Occidental caen dentro del recuadro CHARAC (Charge and Radius Controlled), mientras que las rocas del Sector Oriental sugieren origen ígneo con adición de procesos hidrotermales. El campo CHARAC comprende valores ZR/Hf de 26 a 46 e Y/Ho de 24 a 34 (valores condríticos).

5.4.10 Aspectos Metalogenéticos asociados a los elementos traza

De acuerdo al Mapa Metalogenético del Perú (Acosta et al., 2010), en la zona de estudio incide en el Sector Oriental la *Franja XXIII Epitermales de Au-Ag del Mio-Plioceno* (figura 5.19), en la que el magmatismo generador de las rocas se presentaría más oxidado (figura 5.17) con mayor probabilidad de eventos hidrotermales con contenidos de cobre y

oro por su afectación hidrotermal (figura 5.18). En este sector, ante la baja presencia de U, el Cu aumenta toda vez que disminuye el Y, mientras que disminuye toda vez que aumenta el Rb (figura 5.16). La mineralización de Au-Ag, está relacionada con actividad magmática Mio-Pliocena, controles estructurales NO-SE del sistema de fallas Cinchalluta y edades de mineralización entre 7 y 1 Ma, constituida principalmente por depósitos epitermales de Au-Ag de alta sulfuración como Turaqui y Santa Rosa (Acosta y Huanacuni, 2008).

En el Sector Occidental tiene mayor incidencia la *Franja XV Pórfidos-Skarn de Cu-Mo(Au,Zn)* y *depósitos de Cu-Au-Fe relacionados con intrusivos del Eoceno-Oligoceno* y la *Franja XIII Pórfidos de Cu-Mo* y *depósitos polimetálicos relacionados con intrusivos Paleoceno-Eoceno*, respecto a las áreas muestreadas. Este sector, en contraste con el Sector Oriental, estaría relacionado a un magmatismo generador menos oxidado pero con mayor capacidad para formar fases sulfuradas (figura 5.13), en donde el Cu aumenta ante la disminución de La e Y y viceversa (figura 5.16).

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

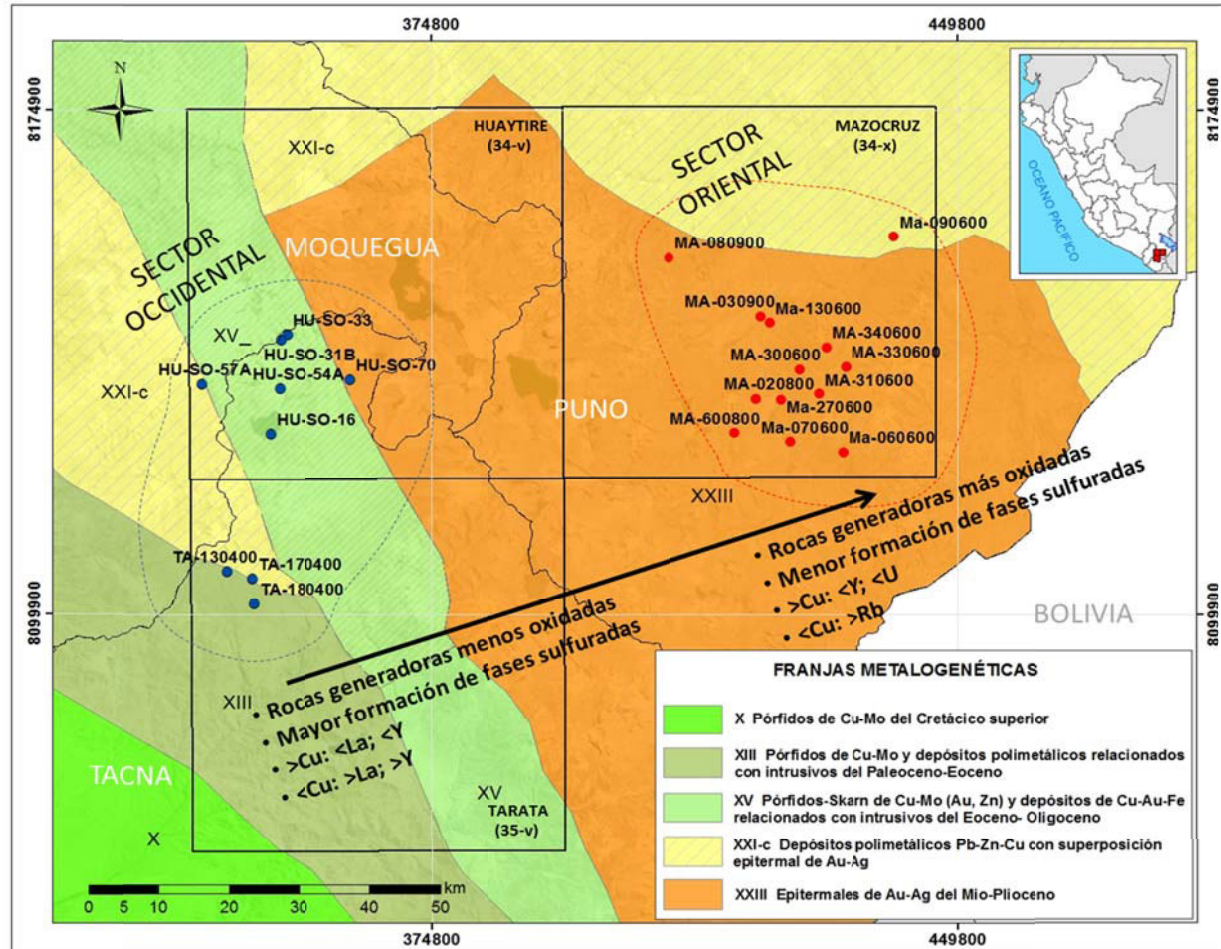


Figura 5.19. Mapa Metalogenético (modificado de Acosta et al., 2010) para el área de estudio, mostrando las diferencias entre los sectores estudiados referentes a la mineralización las que pueden servir como guías para la exploración (base GEOCATMIN).

CAPÍTULO VI

CONSIDERACIONES PETROGÉNÉTICAS

Hasta aquí disponemos de diversos datos como son la petrografía, la geoquímica, las relaciones de campo y el cartografiado, de la serie de rocas recolectadas del Grupo Barroso. Con estos datos se intentará identificar el proceso genético que dio lugar al emplazamiento de las mismas.

Un punto de partida importante es la ubicación de las muestras recolectadas en función a la distancia de la fosa oceánica, es decir, el parámetro “distancia a la fosa” nos servirá de patrón para los promedios obtenidos de los elementos mayores y los elementos traza. Aunque algunos parámetros pueden ser obtenidos de las observaciones de campo como que en el Batolito de la Costa predominan las rocas básicas mientras que en la Cordillera Oriental lo hacen las rocas ácidas (Pitcher, 1993), la confirmación de los análisis químicos de forma sistemática nos permitirá establecer patrones de conducta geoquímica (firma geoquímica) en relación al espacio (distancia y profundidad).

En efecto, los tenores en elementos mayores nos indican promedios porcentuales menores para el Sector Occidental que para el Sector Oriental (cuadro 5.1). Vemos que el promedio de SiO₂ varía de un 58.46 %wt a un 62.56 %wt de oeste a este. El aumento de la Sílice va acompañada de la disminución de MgO (de 3.05 a 2.24), CaO (de 5.77 a 4.03), TiO₂ (de 0.99 a 0.65) y Fe₂O₃ (de 6.55 a 4.79); y con el aumento de K₂O (de 2.44 a 4.07), lo cual es coherente con el desarrollo de un proceso de cristalización fraccionada en el magma (Araña, 1984). La petrografía también nos indica estas tendencias con respecto a la sílice. En efecto, mientras que en el Sector Oeste los basaltos y andesitas son notables, hacia el este las traquiandesitas, traquidacitas y dacitas están presentes. Químicamente las tendencias no varían mucho según se observa en la figura 5.2.

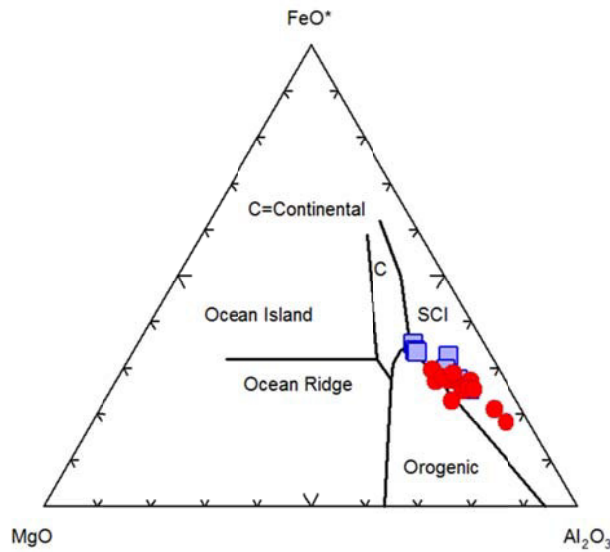


Figura 6.1. Diagrama MgO-FeO-Al₂O₃ (Pearce et al., 1977), que nos muestra un posible origen de emplazamiento orogénico para el sector Occidental. El diagrama está basado en la relativa inmovilidad de los elementos mayores Fe, Mg y Al. Los dominios se han establecido analizando rocas frescas, actuales, de ambientes geotectónicos conocidos.

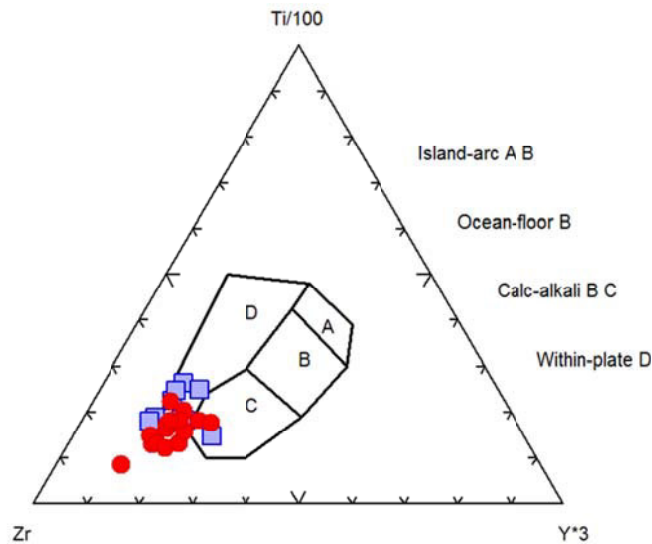


Figura 6.2. Diagrama Ti-Zr-Y (Pearce y Cann, 1973). Este es sugerido para rocas de origen basáltico que tienen una composición de CaO + MgO entre 12 y 20%. Las muestras tienen una direccionalidad hacia la calcoalcalinidad, siendo éstas muy vinculadas a ambientes de subducción. Este diagrama también está basado en rocas volcánicas actuales pertenecientes a ambientes tectónicos conocidos.

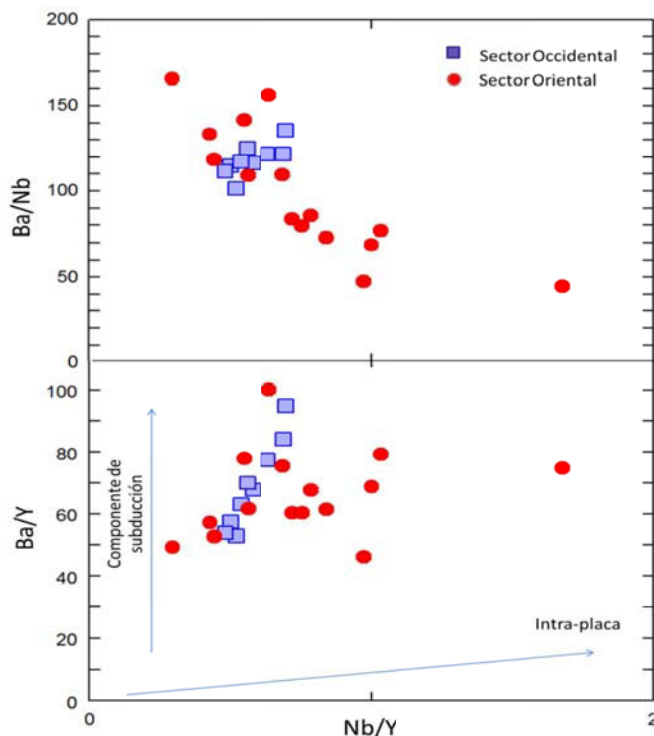


Figura 6.3. Diagramas de Ba/Nb vs. Nb/Y, Ba/Y vs. Nb/Y (Vidal et al., 2006, citando a Fitton et al., 1988 y 1991) que muestran la posible evolución de las fuentes de las rocas del Grupo Barroso, así como la tendencia a la componente de subducción.

Entonces, una variación petrográfica con especies cada vez más ricas en sílice, el sistemático descenso de la abundancia de MgO y CaO, y el enriquecimiento en álcalis de oeste a este, en función de la distancia a la fosa, nos indica que la cristalización fraccionada es el proceso por el cual se han originado esta serie. Asimismo, el comportamiento que siguen los elementos traza nos descifran el proceso genético. El subparalelismo en los diagramas por REE (figura 5.11) nos muestra un empobrecimiento en HREE y un enriquecimiento en LREE lo que sugiere un proceso de cristalización fraccionada (Ré, et al., 2000). Los diagramas multielementales (figura 5.12) muestran alto contenido de K₂O, Rb, Ba, Th (LILE) y bajo contenido de HFSE lo cual es típico de márgenes convergentes (Martinez, 2003) y un empobrecimiento en Nb característico de

volcanitas de arco relacionadas a procesos de subducción (Rubiolo, et al., 2000).

Las concentraciones en Ba, Y y Nb permiten caracterizar el grado de metasomatismo de la fuente de los magmas basálticos (figura 6.3). Para tal fin, se toman los cocientes Ba/Nb, Ba/Y y Nb/Y (Vidal et al., 2006, citando a Fitton et al., 1988 y 1991), los que muestran dos tendencias: para las rocas del Sector Occidental, valores mayores de los cocientes Ba/Nb y Ba/Y (indicando una componente de subducción); y para las rocas del Sector Oriental, valores menores de estos cocientes (indicando también una componente de subducción, pero con pequeños rasgos de magmas básicos, tal vez tipo MORB). Aunque esta última lectura pueda deberse a la contaminación de los magmas en su ascenso, la tendencia general es hacia la componente de subducción, por lo que las lavas intermedias a ácidas que provienen de la diferenciación del magmatismo presentan características químicas de las de un arco volcánico (figura 6.5).

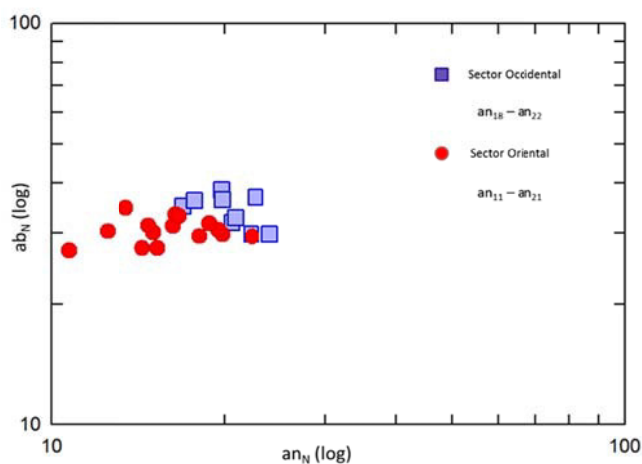


Figura 6.4. Diagrama anortita normativa (an_N) vs. albita normativa (ab_N), que indica el enriquecimiento de la primera, poniendo de manifiesto el control importante de las plagioclasas en la evolución del magma generador de las rocas del Grupo Barroso.

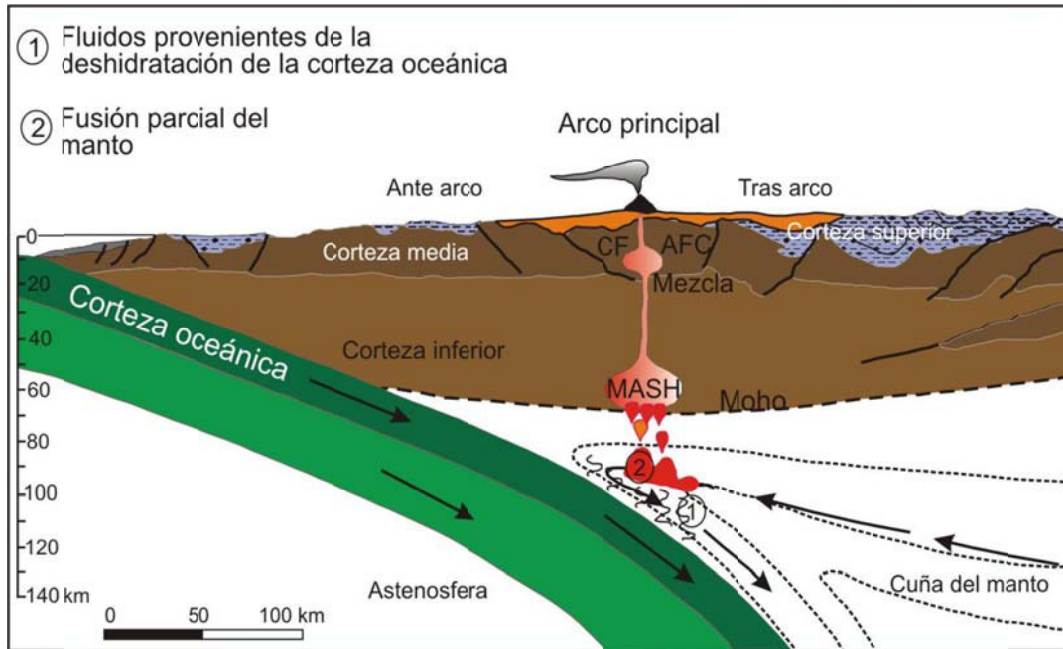


Figura 6.5. Numerosos estudios petrológicos y geoquímicos efectuados sobre la génesis o formación de magmas en el sector norte de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ) han mostrado que en este lugar existen principalmente dos fuentes o reservorios de magmas, como la cuña del manto, y la corteza continental inferior. Asimismo, existen numerosos procesos que intervienen en la génesis y en la evolución de los magmas: como la fusión parcial del manto, el proceso MASH (siglas en inglés de fusión, asimilación, almacenamiento y homogenización; Richards, 2011 citando a Hildreth y Moorbath, 1988) en la base de la corteza continental (debido a la presencia de una corteza continental muy engrosada de aproximadamente 70 km de espesor). Asimismo en este lugar se producen procesos petrogenéticos intra-corticales como la cristalización fraccionada, la asimilación – cristalización fraccionada (AFC) y la mezcla de magmas o una combinación de todos estos procesos (tomado de <http://ovi.ingemmet.gob.pe/>)

El estudio petrográfico nos señala que la plagioclasa es el mineral dominante en los dos sectores de estudio, por ello podemos decir que su fraccionamiento ejerció un papel preponderante en la evolución del magma. La concordancia con las variaciones originadas por cristalización fraccionada se podría expresar por el enriquecimiento de anortita (normativa) en las plagioclasas en el Sector Occidental (figura 6 .4)

Los minerales máficos más abundantes en los dos sectores estudiados son los piroxenos y, en menor grado, las anfíbolas; lo cual sugiere que el

fraccionamiento del piroxeno fue más importante en el período inicial de cristalización del magma, pero al producirse una evolución en la composición del magma, el anfíbol se convierte en el mineral máfico dominante y comienza a cristalizar biotita lo que estaría de acuerdo con el comportamiento compatible del Fe, Mg, Ti y P (figura 5.7).

El enriquecimiento en LILE y LREE con relación al MORB, sugiere la transferencia de fluidos derivados de la deshidratación o fusión parcial de la placa subducida que produce el metasomatismo del manto (Rivera, 2000, citando a Wilson, 1994 y Best, 1975).

Enriquecimiento en elementos fuertemente incompatibles como el Rb, K y Th (figura 5.12) y empobrecimiento en Ca, Al (figura 5.7), Eu (figura 5.11) y Sr (figura 5.12), propenden a que la cristalización fraccionada es el proceso genético por el cual se han generado esta serie de rocas. Además, para dicho modelo los tenores en plagioclasa, olivino y máficos se corroboran, según la petrografía. En efecto, las plagioclasas están presentes en toda la serie y sus promedios son mayores al 50%, sobretodo en el Sector Occidental con presencia de fenos en mayor proporción que en el Sector Oriental en donde la plagioclasa está presente en la matriz.

Los minerales máficos también están presentes a lo largo de toda la serie. El olivino está presente en el Sector Occidental mientras que en el Sector Oriental sólo se le aprecia como trazas en algunos casos. El olivino, para un modelo de cristalización fraccionada, está limitado a las andesitas básicas – andesitas, además en estas últimas está reemplazada por el ortopiroxeno. Lefevre (1979) pone de manifiesto la importancia de la corteza en el proceso de diferenciación debido a la asimilación de material de la roca caja. Los ratios de K_2O dan prueba de ello (figura 5.4). Además, si para algunos elementos es una constante el aumento de sus tenores en función de la distancia de la fosa, para el uranio esto no existe. Lefevre (1979) propone que las variaciones en los

tenores de uranio (promedios de 0.8 ppm para el Sector Occidental a 4.23 ppm para el Sector Oriental) podrían reflejar (de manera particular) un proceso de contaminación crustal en diferentes grados ya que las concentraciones de uranio para el grupo Barroso son altas. La roca caja contaminante podría tratarse de las ignimbritas de la Formación Huaylillas.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES

1. Litoestratigráficamente, las rocas del Grupo Barroso, en el Sector Occidental, presentan efusiones sucesivas de flujos de clastos y bloques intercalados con flujos lávicos, así como piroclastos de arena interestratificados con estratos de ceniza pómez y líticos que han sido expelidos por más de una decena de kilómetros. El Sector Oriental presenta rocas piroclásticas, tobácea, que marcan la fase inicial explosiva de los diversos aparatos, seguidos por derrames de lavas coherentes de composición andesítica y textura porfídica.
2. Petrográficamente, en el Sector Occidental la andesita ejerce el control petrográfico, donde la plagioclasa está presente con rangos de hasta 88%, piroxenos y anfíboles hasta 6%, minerales opacos menos del 5%, olivino hasta 2%. En el Sector Oriental las traquitas ejercen el control petrográfico, donde las plagioclasas se presentan hasta en 50% y feldespato potásico hasta 40%, mayor presencia de matriz y presencia de biotita y cuarzo.
3. Geoquímicamente, los elementos mayores definen un carácter calco-alcalino de las rocas del Grupo Barroso, las cuales están compuestas por traquiandesitas basálticas a andesitas, en el Sector Occidental; traquiandesitas a traquidacitas, en el Sector Oriental; evidenciando un aumento en la acidez a medida que se alejan de la fosa marina. La evolución e incremento de los elementos traza evidencian el fraccionamiento del magma a través de la corteza y en dirección occidental-oriental, con fuerte control de la plagioclasa. Ambos sectores presentan una componente importante de contaminación cortical, siendo mayor hacia el Sector Oriental.
4. Petrogenéticamente, las rocas del Grupo Barroso se han generado en un ambiente tectónico relacionadas con zonas de subducción. Los diagramas de elementos mayores y trazas presentan variaciones continuas: fraccionamiento

de plagioclasa (disminución de CaO, Al₂O₃, Sr), fraccionamiento de piroxeno (disminución de MgO, CaO, FeO) y aumento de los contenidos de K, Rb, Th (cristalización de feldespato potásico y biotita), sugieren que la cristalización fraccionada es el proceso genético por el cual se han generado esta serie de rocas.

5. Metalogénicamente, los magmas que dieron origen a las rocas volcánicas del Sector Occidental, fueron capaces de formar fases sulfuradas en mayor medida que las rocas volcánicas del Sector Oriental. En contraste, las rocas del Sector Oriental presentan una componente de afectación hidrotermal con mayor evolución en su proceso, lo que sugiere que podrían albergar mineralización en mayor medida que las rocas del Sector Occidental.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J.; Huanacuni, D. (2008). Informe sobre la relación del volcanismo mioceno con la franja de depósitos epitermales de Au-Ag en la Cordillera Occidental del sur del Perú (Arequipa-Puno). Informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 22 p.
- Acosta, J.; Rivera, R.; Valencia, M.; Chirif, L.; Huanacuni, D.; et al. (2010) - Mapa metalogenético del Perú 2009: Memoria. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 17 p.
- Andriambololona, R.; Lefevre, C.; Dupuy, C. (1976). Répartition de quelques éléments de transition a l'état de traces dans les roches calco-alcalines du sud du Pérou. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, tome 279, n. 26, pp. 1971-1974.
- Araña, V. (1984). Volcanología. Ed. Rueda, Madrid. 510 p.
- Boily, M.; Ludden, J. & Brooks, C. (1990). Geochemical constraints on the magmatic evolution of the pre- and post-Oligocene volcanic suites of southern Peru: implications for the tectonic evolution of the central volcanic zone. Bull. Geol. Soc. Am., 102(11). pp. 1565-1579.
- Castro, A. (2010). Estudio petrográfico y geoquímico de las rocas andesíticas y microgabros porfiríticos del sector Vijagual (Municipio de Bucaramanga, Santander). Tesis de grado. Universidad Industrial de Santander. 149 p. Disponible en: <http://repositorio.uis.edu.co/jspui/handle/123456789/1114>.
- Cerrón, F.; Valdivia, E. (2001). Memoria explicativa del cuadrángulo de Mazo Cruz. INGEMMET, 16 p.
- Corral, A. (2006). Fundamentos y funciones de la espectrometría de masas. Universidad de Valencia. <http://www./mural.uv.es/caloa>.
- Dalmayrac, B.; Laubacher, G.; Marocco, R. (1988). Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. INGEMMET. Boletín, Serie D: Estudios Regionales; n° 12.

- Davidson, J.P., Harmon, R.S., Wörner, G. (1991). The source of central Andean magmas: some considerations. HARMON, R. S. & RAPELA, C. W. (eds.). Andean Magmatism and its Tectonic Setting, Geological Society of America, Special Papers, pp. 265, 233–243.
- De la Cruz, N.; De la Cruz, O. (2001). Memoria explicativa de la revisión geológica del cuadrángulo de Tarata. INGEMMET, 19 p.
- Dostal, J.; Dupuy, C. & Lefevre, Ch. (1977). Rare earth element distribution in Plio-Quaternary volcanic rocks from southern Peru. Oslo, Lithos 10, pp. 173 – 183.
- Fernández, S.; Hernández, A. (1991). Cálculos y diagramas geoquímicos. Apuntes de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, 340 p.
- Fernández-Ruiz, R. (2010). Fluorescencia de Rayos X por Reflexión Total (TXRF): Una gran desconocida. Real Sociedad Española de Química. <https://www.dialnet.unirioja.es>
- Fidel, L.; Zavala, C. (2001). Mapa preliminar de amenaza volcánica potencial del volcán Tutpaca. INGEMMET. Boletín. Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, n. 24, 109 p.
- Fornari, M., Mamani, M., Ibarra, I.; Carlier, G. (2002).- Datación del periodo volcánico "Tacaza" en el Altiplano de Perú y Bolivia. Resumen, XI Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 21.
- Galdós, J.; Ticona, P. (2000). Memoria explicativa de la revisión geológica del cuadrángulo de Huaitire. INGEMMET, 11 p.
- García-Tovar, G y Martínez-Serrano, R. (2011). Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México. Revista mexicana de ciencias geológicas. vol.28 n.2, pp. 301-322. <http://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v28n2/v28n2a11.pdf>
- García, W. (1978). Geología de los Cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaytire, Mazocruz y Pizacoma. Lima, Instituto de Geología y Minería. Boletín 29. 66 p.

- GEOCATMIN (2016). Plataforma de información digital, INGEMMET. Disponible en: <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/index.html>.
- Gill, R., 1996. Chemical Fundamentals of Geology. Chapman & Hall, 298 pp. https://www.academia.edu/12985051/chemical_fundamentals_geology_gill_2015
- Goemans, P. (1986). Petrogeochimie du Volcan Solimana, Sud Perou. Tesis de Doctorado. 114 p.
- González, D. (2011). Petrología y geoquímica de las rocas metabásicas de Zarza La Mayor-Ceclavín. Tesis de Maestría. Universidad de Oviedo. 135 p. Disponible en: <http://digibuo.uniovi.es/dspace/handle/10651/25196>.
- González, P.D. (2008). Textura de los cuerpos ígneos. En Llambías, E. J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y complementaria N° 29 (ISSN 0328-2759) e INSUGEO, Serie Correlación Geológica N° 15, Capítulo 11: 171-197. Buenos Aires.
- Hernández-Bernal, M.; Tolson G.; Solís-Pichardo, G. (1997). Geoquímica de elementos traza y su relación con la petrogénesis de rocas ígneas: Modelos cuantitativos de procesos magmáticos. P-I. GEOS, Unión Geofísica Mexicana 17 (1), p. 19. <https://www.researchgate.net/publication/287205702>
- Hernández-Bernal, M. (2015). El modelado geoquímico de rocas ígneas: una aproximación a los procesos naturales. Universidad Nacional Autónoma de México. ENES, Unidad Morelia. Ciencia Nicolaita 65, pp. 54-77. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/287205669_E_l_modelado_geoquimico_de_rocas_igneas_una_aproximacion_a_los_procesos_naturales.
- James, D.E. (1983). Quantitative Models for Crustal Contamination in the Central and Northern Andes. Shiva Geology Series, pp.124 – 138.
- Klinck, B., Ellison, R., Hawkins, M., Palacios, O., De la Cruz, J., De la Cruz, N. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca. Sur del Perú. INGEMMET. Bol. Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 42, 253 p.

- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. & Zanettin, B. (1989). A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific.
- Lefevre, Ch. (1979). Un exemple de volcanisme de marge active dans les Andes du Perou (Sud) du Miocene a l'actuel. Tesis de Doctorado. 555 p.
- López Ruiz, J.; Cebriá Gómez, J.M. (1990) Geoquímica de los Procesos Magmáticos. Madrid, Ed. Rueda. 168 p.
- López-Escobar, L. (1983). Petrology and chemistry of Volcanic Rocks of the Southern Andes. Shiva Geology Series, pp.47 – 71.
- Maksaev, V. (2001). Reseña metalogénica de Chile y de los procesos que determinan la metalogénesis andina. 63 p. Disponible en:
<http://www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/METALOGENESIS%20DE%20CHILE.pdf>
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Amer. Bull., 101, 635-643.
- Martínez, W.; Cervantes J. (2003). Rocas ígneas en el sur del Perú: nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. INGEMMET. Boletín. Serie D: Estudios Regionales, n. 26, 140 p.
- Martins, P. (2008). Granitóides no SW da Zona de Ossa-Morena: Petrogênese e procesos geodinamicos. Universidade de Evora. pp. 129-233.
http://www.home.dgeo.uevora.pt/~pmoita/MEG_FCT_2011/PUBLI_MEG/
- Morales, L. (1997). Nuevos datos geocronológicos y bioestratigráficos del macizo antiguo de Arequipa. Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, Resúmenes extendidos, pp. 365-369. Sociedad Geológica del Perú. Publicación Especial.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta 38, 757-775.

- Noble, D.C., Wiese, J., Zanetti, K., Vidal, C., McKee, E. (2009) Late Miocene age of “Quaternary” conglomerate and gravel of the coastal plain of central Peru and other evidence bearing on the Neogene evolution of the Pacific slope of the Peruvian Andes. In Volumen Especial N.º 7, “Victor Benavides Cáceres”, Sociedad Geológica del Perú Lima, pp. 89-105.
- OLADE 1980. Resultados Dataciones Absolutas (K-Ar). Proyecto de Investigación Geotérmica de la República del Perú. Informe Técnico, p. 10.
- Palacios, O. (1995). Geología del Perú. INGEMMET. Boletín 55. Serie A: Carta Geológica Nacional, pp. 15-44.
- Peccerillo A., Taylor S.R., (1976). Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.
- Pearson Prentice Hall (2005). Bowen’s Reaction Series. Presentación, disponible en: <http://slideplayer.es/slide/3471709/>
- Pinto, P. (2008). Geología y Génesis de la Mineralización Económica en el Distrito Minero de La Paz, S.L.P., México. Tesis Doctoral. UNAM. Disponible en: http://www.geociencias.unam.mx/geociencias/posgrado/tesis/doctorado/pinto_lpj.pdf.
- Pitcher, W., Atherton, M., Cobbing, E., Beckinsale, R. (1985). Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes. Glasgow:Blackie & Son, 328 p.
- Pitcher, W. S. (1993). The nature and origin of granite. London:Blackie Academic & Professional, 321 p.
- Quang, C., Clark, A., Lee, J., Hawkes, N. (2005). Response of supergene processes to episodic Cenozoic, pediment erosion, ignimbrite eruption in the porphyry copper province of southern Perú. SEG, v. 100, 2005, pp. 87-114.
- Quispe, J. (2004). “Petrografía, Geoquímica e Implicancias Metalogénicas de los Volcánicos Cenozoicos del Sureste del Perú, Puno (Perú)”. Tesis de grado, Universidad Nacional de Ingeniería.
- Rankama, K.; Sahama, Th., G. (1954). Geoquímica. Madrid, Ed. Aguilar, 862 p.

- Ray, G., Webster, I. (1997), Geology and chemistry of the low-Ti magnetite-bearing Heff Cu-Au Skarn and its associated plutonic rocks, Heffley Lake, south-central British Columbia. *Exploration and Mining Geology*, Volume 16, Nos. 3-4, pp. 159-167. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum. Disponible en: <http://www.empr.gov.bc.ca/Mining/Geoscience/PublicationsCatalogue/OpenFiles/2013/Documents/OF2013-08.pdf>
- Ré, G.H.; Geuna, S.E.; López Martínez, M. (2000), Geoquímica y geocronología de los basaltos neógenos de la región de Alumine (Neuquén - Argentina). IX Congreso Geológico Chileno, pp. 62 – 66.
- Richards, J.P. (2011). High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: just add water. *Economic Geology*, 106: 1075-1081.
<http://economicgeology.org/content/106/7/1075.short>
- Rivera, H. (2001). *Introducción a la Geoquímica General y Aplicada*. UNMSM, 1ra. Ed. Lima. 475 p.
- Rivera H., Chira J., Chacón N., Medina R., Sánchez J., Bravo C. (2012). Análisis correlacional y caracterización litogeoquímica de los volcánicos Toquepala y Barroso en el sur del Perú. *Rev. del Instituto de Investigación (RIIGEO), FIGMMG-UNMSM*. Vol. 15, n 29, pp. 17- 30.
- Rivera, M. (2000). Génesis y evolución petrológica de magmas emitidos durante la historia eruptiva reciente del Volcán Ubinas (Perú meridional): contribución en la evaluación de los peligros volcánicos. Tesis de Maestría. 59 p.
- Rollison, H. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352 p.
- Romeuf, N.; Soler, P.; Jaillard, E.; Aguirre, L.; Féraud, G.; Ruffet, G. (1995). Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, v. 22n. 2. pp. 244 – 259.
- Roperch, P.; Sempere, T.; Macedo, O.; Arriagada, C.; Fornari, M.; Tapia, C.; García, M. Y Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc

- deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes, *Tectonics*, 25, TC3010, doi:10.1029/2005TC001882.
- Rubiolo, D.; Hickson, C.; Busteros, A.; Villeneuve, M.; Edwards, B. (2000). Petrología del Cerro Morocho: Volcán del mioceno Superior en ambiente glacial? (Valle de Chaschuil, Catamarca, Argentina). IX Congreso Geológico Chileno, pp. 329 – 333.
- Streckeisen, A. (1976). Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Monatshefte*, 1976, H.1, 1-15.
- Tasman Metals Limited (2011). Corporate presentation. REE's, where they fit in. Disponible en: <http://www.slideshare.net/seemasin/tasman-metals-corporate-presentation>.
- Tosdal, R.; Farrar, E.; Clark, A. (1981). K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 10, n. 1-3, pp. 157-173.
- Tosselli A. J. (2010). Elementos básicos de petrología ígnea. Universidad Nacional de Tucumán, INSUGEO. 340 p.
Disponible en: http://www.insugeo.org.ar/libros/misc_18/09.htm.
- Vatin-Perignon, N.; Popeau, G.; Oliver, R.A.; Lavenu, A.; Labrin, E.; Keller, F., Bellot-Gurlet, L. (1996). Trace and rare-earth element characteristics of acidic tuffs from Southern Peru and Northern Bolivia and a fission-track age for the Sillar of Arequipa. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, nrs. 1/2, pp. 91 – 109.
- Vidal, J.; Paz, F., Demant, A. (2006). Una serie pigeonítica del Mioceno medio-superior en Sonora: Marcador de la evolución magmática en el rift del Proto-Golfo de California. *Actas INAGEQ*, 7 p. Disponible en: <http://www.inageq.org.mx/Actas-Inageq-2006/Ponencias/Vidal-49.pdf>

- White W. M. (2003) *Geochemistry*. Wiley-Blackwell (ISBN 978-0470656686), Wiley-Blackwell (ISBN 978-0470656686). 660 p. Disponible en: <https://www.imwa.info/geochemistry/Chapters/Chapter07.pdf>
- Wilson, J.; García, W. (1962). *Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca*. Lima, INGEMMET, Serie A Carta Geológica Nacional, 82 p.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- Winter J. (2000). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Department of Geology Whitman College. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey; pp. 128-218.

ANEXO

RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICO

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A
LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

SAMPLE	Al2O3	BaO	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	SrO	TiO2	LOI	TOTAL
TA-180400	17.01	0.08	5.76	0.01	6.19	2.06	2.82	0.1	4.56	0.25	58.68	0.1	0.82	0.29	98.72
TA-130400	17.62	0.1	5.1	0.01	5.5	1.96	2.37	0.08	4.36	0.24	59.87	0.09	0.69	1.09	99.07
HU-SO-70	17.29	0.08	5.49	0.01	6.42	2.56	2.29	0.12	4.35	0.29	58.34	0.08	0.71	0.78	98.8
HU-SO-57A	16.4	0.1	7.02	0.05	7.98	2.12	4.11	0.11	3.56	0.44	54.15	0.12	1.35	1.69	99.2
HU-SO-33A	16.32	0.07	6.63	0.01	7.33	2.14	4.18	0.11	3.84	0.24	56.68	0.08	0.93	0.25	98.8
HU-SO-16	16.21	0.11	5.19	0.01	5.95	2.92	2.61	0.08	4.15	0.29	59.71	0.09	0.9	0.34	98.55
HU-SO-54A	16.68	0.09	5	0.01	5.53	2.61	2.03	0.1	3.83	0.19	60.86	0.06	0.68	1.41	99.07
HU-SO-31B	17.16	0.08	7.2	0.02	7.69	2.21	4.28	0.1	3.56	0.27	54.11	0.1	1.11	0.75	98.64
TA-170400	16.17	0.07	4.51	0.01	5.12	2.53	1.82	0.09	4.24	0.19	62.81	0.07	0.62	0.58	98.82
30800	15.83	0.11	3.84	0.01	4.55	4.19	1.57	0.08	3.53	0.28	62.59	0.08	0.63	1.23	98.51
20800	15.5	0.11	4.35	0.01	4.72	4.22	2.59	0.07	3.25	0.18	61.78	0.07	0.63	1.44	98.91
80900	15.03	0.11	3.97	0.01	4.69	4.38	2.04	0.07	3.52	0.28	62.21	0.08	0.75	1.47	98.6
30900	15.12	0.07	3.82	0.01	4.3	4.33	1.73	0.08	3.19	0.17	63.09	0.05	0.59	1.53	98.07
130600	17.07	0	5.14	0.01	6.34	2.97	2.63	0.09	3.46	0.28	59.1	0	0.86	1.44	99.38
320600	15.45	0	4.48	0.01	6.39	3.16	3.35	0.1	3.69	0.42	60.61	0	1.21	0.9	99.76
330600	14.95	0	3.08	0.01	4.57	3.66	1.51	0.08	3.44	0.24	59.31	0	0.8	6.8	98.44
340600	16.41	0	5.63	0.01	6.56	3.06	3.51	0.09	3.53	0.24	58.36	0	0.84	0.97	99.2
310600	16.35	0	4.7	0.01	5.64	3.76	2.45	0.09	3.46	0.32	59.86	0	0.81	1.49	98.93
300600	16.18	0	4.65	0.01	5.66	2.9	3.02	0.11	3.6	0.29	62.11	0	0.75	0.37	99.65
270600	16.15	0	4.61	0.01	5.7	3.45	2.33	0.09	3.91	0.32	59.74	0	0.94	1.21	98.45
600800	14.64	0.09	2.42	0.01	3.02	5.23	1.01	0.06	3.13	0.14	66.02	0.04	0.42	2.6	98.82
90600	17.78	0	3.03	0.01	3.86	3.77	0.96	0.09	4.02	0.27	63.27	0	0.65	1.52	99.22
70600	16.5	0	5.27	0.01	6.38	3.25	3.04	0.08	3.72	0.26	58.45	0	0.88	1.06	98.89
60600	16.08	0	4.78	0.01	6.22	3.39	2.28	0.11	3.87	0.34	59.37	0	1	0.86	98.3

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A
LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

SAMPLE	Ag	Ba	Ce	Co	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu
TA-180400	1	853	40	27	1.3	80	2.1	1.2	1	22	3.3	4	0.4	19.5	0.1
TA-130400	1	949	42	26	0.9	65	2.1	1	1.1	24	3.1	4	0.4	22.5	0.1
HU-SO-70	1	1320	72	24.5	3.3	25	4.4	2.4	1.5	29	5.5	7	0.9	36.5	0.3
HU-SO-57A	1	1050	74.5	24	1.5	55	3.5	1.3	1.9	23	6	4	0.6	36	0.1
HU-SO-33A	1	804	49	30.5	0.9	75	2.6	1.5	1.5	21	4.3	4	0.5	24.5	0.1
HU-SO-16	1	1095	68.5	19.5	1.5	65	2.5	1.2	1.3	22	4.5	5	0.4	34.5	0.1
HU-SO-54A	1	782	44	23	1.5	55	2	1.3	1	18	3.1	4	0.5	23.5	0.2
HU-SO-31B	1	820	53	31.5	0.9	50	2.5	1.1	1.4	21	4.1	4	0.4	27.5	0.1
TA-170400	1	875	41	18	0.9	105	2.5	1.2	1	21	3.3	4	0.4	21	0.1
30800	1	1230	88.5	15	3.9	10	3.5	1.3	1.3	21	4.7	10	0.5	46	0.1
20800	1	1250	74.5	23	2.6	30	2.5	1.2	1.2	24	3.6	6	0.4	42	0.1
80900	1	1165	98.5	15.5	5.4	35	3.8	1.5	1.4	22	5.4	10	0.7	49.5	0.3
30900	1	855	70.5	17.5	14.3	35	3.5	1.7	1.1	19	4.1	14	0.6	37	0.3
130600	1	1200	87	18	1.2	5	4.1	2.4	2	24	5.8	5	0.8	40.5	0.3
320600	3	1100	96	28	1.6	25	3.7	1.7	2.1	25	6.3	6	0.6	45	0.2
330600	1	1115	93	17.5	1.9	20	3	1.6	1.8	25	5.6	6	0.6	45.5	0.2
340600	1	1160	64.5	26.5	1.4	40	4	2.3	1.4	23	5.3	5	0.8	32.5	0.3
310600	1	1095	74	17.5	2.4	30	2.8	1.4	1.5	22	4.7	4	0.5	38	0.1
300600	21	1200	97.5	20.5	0.8	25	4.1	2.2	1.7	22	5.5	5	0.7	46.5	0.3
270600	1	1085	87.5	19.5	2.3	20	3.7	2.1	1.8	23	5.8	6	0.6	43	0.3
600800	1	935	100	11.5	10.6	50	2.5	1.2	0.9	21	3.9	16	0.4	55	0.1
90600	5	1560	104.5	6.5	1.2	15	3.8	2.1	1.9	25	5.4	6	0.8	51	0.3
70600	1	949	71	25	7.5	70	3.5	1.9	1.5	22	5.1	5	0.7	35	0.3
60600	1	1115	92.5	22.5	1.5	20	3.8	1.9	2	26	5.9	6	0.7	44	0.3

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A
LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

SAMPLE	Al2O3	BaO	CaO	Cr2O3	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	SrO	TiO2	LOI	TOTAL
TA-180400	17.01	0.08	5.76	0.01	6.19	2.06	2.82	0.1	4.56	0.25	58.68	0.1	0.82	0.29	98.72
TA-130400	17.62	0.1	5.1	0.01	5.5	1.96	2.37	0.08	4.36	0.24	59.87	0.09	0.69	1.09	99.07
HU-SO-70	17.29	0.08	5.49	0.01	6.42	2.56	2.29	0.12	4.35	0.29	58.34	0.08	0.71	0.78	98.8
HU-SO-57A	16.4	0.1	7.02	0.05	7.98	2.12	4.11	0.11	3.56	0.44	54.15	0.12	1.35	1.69	99.2
HU-SO-33A	16.32	0.07	6.63	0.01	7.33	2.14	4.18	0.11	3.84	0.24	56.68	0.08	0.93	0.25	98.8
HU-SO-16	16.21	0.11	5.19	0.01	5.95	2.92	2.61	0.08	4.15	0.29	59.71	0.09	0.9	0.34	98.55
HU-SO-54A	16.68	0.09	5	0.01	5.53	2.61	2.03	0.1	3.83	0.19	60.86	0.06	0.68	1.41	99.07
HU-SO-31B	17.16	0.08	7.2	0.02	7.69	2.21	4.28	0.1	3.56	0.27	54.11	0.1	1.11	0.75	98.64
TA-170400	16.17	0.07	4.51	0.01	5.12	2.53	1.82	0.09	4.24	0.19	62.81	0.07	0.62	0.58	98.82
30800	15.83	0.11	3.84	0.01	4.55	4.19	1.57	0.08	3.53	0.28	62.59	0.08	0.63	1.23	98.51
20800	15.5	0.11	4.35	0.01	4.72	4.22	2.59	0.07	3.25	0.18	61.78	0.07	0.63	1.44	98.91
80900	15.03	0.11	3.97	0.01	4.69	4.38	2.04	0.07	3.52	0.28	62.21	0.08	0.75	1.47	98.6
30900	15.12	0.07	3.82	0.01	4.3	4.33	1.73	0.08	3.19	0.17	63.09	0.05	0.59	1.53	98.07
130600	17.07	0	5.14	0.01	6.34	2.97	2.63	0.09	3.46	0.28	59.1	0	0.86	1.44	99.38
320600	15.45	0	4.48	0.01	6.39	3.16	3.35	0.1	3.69	0.42	60.61	0	1.21	0.9	99.76
330600	14.95	0	3.08	0.01	4.57	3.66	1.51	0.08	3.44	0.24	59.31	0	0.8	6.8	98.44
340600	16.41	0	5.63	0.01	6.56	3.06	3.51	0.09	3.53	0.24	58.36	0	0.84	0.97	99.2
310600	16.35	0	4.7	0.01	5.64	3.76	2.45	0.09	3.46	0.32	59.86	0	0.81	1.49	98.93
300600	16.18	0	4.65	0.01	5.66	2.9	3.02	0.11	3.6	0.29	62.11	0	0.75	0.37	99.65
270600	16.15	0	4.61	0.01	5.7	3.45	2.33	0.09	3.91	0.32	59.74	0	0.94	1.21	98.45
600800	14.64	0.09	2.42	0.01	3.02	5.23	1.01	0.06	3.13	0.14	66.02	0.04	0.42	2.6	98.82
90600	17.78	0	3.03	0.01	3.86	3.77	0.96	0.09	4.02	0.27	63.27	0	0.65	1.52	99.22
70600	16.5	0	5.27	0.01	6.38	3.25	3.04	0.08	3.72	0.26	58.45	0	0.88	1.06	98.89
60600	16.08	0	4.78	0.01	6.22	3.39	2.28	0.11	3.87	0.34	59.37	0	1	0.86	98.3

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A
LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

SAMPLE	Ag	Ba	Ce	Co	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu
TA-180400	1	853	40	27	1.3	80	2.1	1.2	1	22	3.3	4	0.4	19.5	0.1
TA-130400	1	949	42	26	0.9	65	2.1	1	1.1	24	3.1	4	0.4	22.5	0.1
HU-SO-70	1	1320	72	24.5	3.3	25	4.4	2.4	1.5	29	5.5	7	0.9	36.5	0.3
HU-SO-57A	1	1050	74.5	24	1.5	55	3.5	1.3	1.9	23	6	4	0.6	36	0.1
HU-SO-33A	1	804	49	30.5	0.9	75	2.6	1.5	1.5	21	4.3	4	0.5	24.5	0.1
HU-SO-16	1	1095	68.5	19.5	1.5	65	2.5	1.2	1.3	22	4.5	5	0.4	34.5	0.1
HU-SO-54A	1	782	44	23	1.5	55	2	1.3	1	18	3.1	4	0.5	23.5	0.2
HU-SO-31B	1	820	53	31.5	0.9	50	2.5	1.1	1.4	21	4.1	4	0.4	27.5	0.1
TA-170400	1	875	41	18	0.9	105	2.5	1.2	1	21	3.3	4	0.4	21	0.1
30800	1	1230	88.5	15	3.9	10	3.5	1.3	1.3	21	4.7	10	0.5	46	0.1
20800	1	1250	74.5	23	2.6	30	2.5	1.2	1.2	24	3.6	6	0.4	42	0.1
80900	1	1165	98.5	15.5	5.4	35	3.8	1.5	1.4	22	5.4	10	0.7	49.5	0.3
30900	1	855	70.5	17.5	14.3	35	3.5	1.7	1.1	19	4.1	14	0.6	37	0.3
130600	1	1200	87	18	1.2	5	4.1	2.4	2	24	5.8	5	0.8	40.5	0.3
320600	3	1100	96	28	1.6	25	3.7	1.7	2.1	25	6.3	6	0.6	45	0.2
330600	1	1115	93	17.5	1.9	20	3	1.6	1.8	25	5.6	6	0.6	45.5	0.2
340600	1	1160	64.5	26.5	1.4	40	4	2.3	1.4	23	5.3	5	0.8	32.5	0.3
310600	1	1095	74	17.5	2.4	30	2.8	1.4	1.5	22	4.7	4	0.5	38	0.1
300600	21	1200	97.5	20.5	0.8	25	4.1	2.2	1.7	22	5.5	5	0.7	46.5	0.3
270600	1	1085	87.5	19.5	2.3	20	3.7	2.1	1.8	23	5.8	6	0.6	43	0.3
600800	1	935	100	11.5	10.6	50	2.5	1.2	0.9	21	3.9	16	0.4	55	0.1
90600	5	1560	104.5	6.5	1.2	15	3.8	2.1	1.9	25	5.4	6	0.8	51	0.3
70600	1	949	71	25	7.5	70	3.5	1.9	1.5	22	5.1	5	0.7	35	0.3
60600	1	1115	92.5	22.5	1.5	20	3.8	1.9	2	26	5.9	6	0.7	44	0.3

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A
LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

SAMPLE	Nb	Nd	Ni	Pb	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tl	Tm	U
TA-180400	7	19	25	10	4.8	39.8	3.8	1	830	2.5	0.4	1	0.5	0.1	0.5
TA-130400	7	20.5	20	20	5.1	31.6	3.7	1	838	2.5	0.5	1	0.5	0.1	0.5
HU-SO-70	13	35.5	5	15	8.7	83.4	6.3	12	949	6	0.8	6	0.5	0.3	2
HU-SO-57A	9	37.5	35	10	9.5	45.8	6.2	11	1055	1	0.7	3	0.5	0.1	0.5
HU-SO-33A	7	24.5	40	15	6	48.2	4.6	33	771	1.5	0.6	4	0.5	0.1	0.5
HU-SO-16	9	31	20	20	8	68.6	5.2	1	841	1.5	0.6	5	0.5	0.1	0.5
HU-SO-54A	7	21	10	20	5.2	79.8	3.2	5	529	1	0.5	6	0.5	0.1	1.5
HU-SO-31B	7	25.5	35	20	6.5	40.8	5	1	818	1.5	0.5	3	0.5	0.1	0.5
TA-170400	7	19.5	5	15	4.9	48.4	4.1	1	644	2	0.4	3	0.5	0.1	0.5
30800	16	36.5	5	15	9.5	129.5	5.3	3	765	4	0.6	10	0.5	0.1	5.5
20800	8	31.5	15	20	8.3	124.5	4.9	1	645	3.5	0.5	11	0.5	0.1	3
80900	16	41.5	15	15	11.3	174	6.4	2	789	2	0.7	16	0.5	0.3	5.5
30900	18	29	10	20	7.8	194	4.9	1	487	5.5	0.6	21	0.5	0.2	12.5
130600	9	40	5	5	10.4	72.8	7.2	1	860	1	0.8	6	0.5	0.3	1.5
320600	16	44	40	5	11.6	90.8	7.7	1	843	1.5	0.8	10	0.5	0.2	3
330600	13	41	35	10	10.6	103	6.8	1	691	1.5	0.7	12	0.5	0.1	3.5
340600	7	31.5	40	5	8.4	72	5.9	1	659	2	0.8	6	0.5	0.3	1.5
310600	10	32	15	10	8.8	88.4	5.3	1	809	1.5	0.6	8	0.5	0.1	2.5
300600	11	42.5	25	10	11.3	75.6	7.2	1	753	4	0.8	9	0.5	0.3	2
270600	13	39.5	5	15	10.6	90.5	6.9	1	766	2	0.8	9	0.5	0.3	2.5
600800	21	33	5	30	9.8	342	4.8	2	342	3	0.5	33	0.5	0.1	11.5
90600	11	45	5	10	12.5	71.2	7.1	1	828	0.5	0.8	10	0.5	0.3	3
70600	8	34	35	10	8.8	96.5	6	1	578	1	0.7	9	0.5	0.3	3
60600	14	42	20	5	11.2	95.5	7.3	1	830	1.5	0.8	9	0.5	0.2	3

“CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA-GEOQUÍMICA DEL GRUPO BARROSO RELACIONADA A
LA MINERALIZACIÓN ENTRE LOS PARALELOS 16°30' Y 17°30' LATITUD SUR – PERÚ”

SAMPLE	V	W	Y	Yb	Zn	Zr	-H2O	+H2O	CO2 %	FeO	distancia km
TA-180400	145	44	11	0.9	80	137	0.04	0.18	0.2	2.66	232
TA-130400	125	53	10	0.8	85	148	0.11	1.02	0.2	2.65	234
HU-SO-70	110	116	25	2.2	90	168.5	0.02	0.46	0.2	3.72	268
HU-SO-57A	130	21	15.5	0.9	90	179	0.64	1.01	0.2	4.01	255
HU-SO-33A	175	32	14	1.1	80	125.5	0.23	0.2	0.2	3.88	268
HU-SO-16	125	28	13	0.9	80	206	0.15	0.21	0.2	2.61	254
HU-SO-54A	115	19	14.5	1.1	70	139	0.68	0.44	0.2	1.56	261
HU-SO-31B	195	27	13	1	90	163	0.11	0.96	0.2	3.89	267
TA-170400	110	33	12.5	1.3	60	126	0.09	0.15	0.2	1.52	235
30800	80	70	15.5	1.6	75	205	0.02	1.27	0.2	2.39	297
20800	105	73	12.5	1	80	179	0.14	1.33	0.2	2.6	297
80900	95	30	19	1.8	75	238	0.66	0.33	0.2	1.52	308
30900	85	96	18.5	2.2	60	176	0.01	1.16	0.2	1.93	308
130600	170	14	21	2.3	100	170	0.55	0.75	0.2	2.02	307
320600	105	13	16	1.3	120	204	0.51	0.14	0.2	1.26	308
330600	95	7	16.5	1.3	140	194.5	0.77	0.49	0.2	1.47	308
340600	160	12	23.5	2	95	165	0.44	0.66	0.2	2.48	309
310600	110	15	14.5	1.4	95	146.5	1.49	0.06	0.2	2.12	303
300600	100	32	19.5	2.1	95	180	0.25	0.1	0.2	0.61	304
270600	110	33	18	1.4	105	214	1.27	0.05	0.2	2.25	299
600800	55	42	12.5	1.2	70	236	0.01	2.53	0.2	1.47	292
90600	45	11	20	2	100	220	0.18	1.05	0.2	0.73	327
70600	165	16	18	1.6	205	183	0.64	0.6	0.2	1.89	295
60600	145	29	18.5	1.6	115	215	0.42	0.38	0.2	1.85	297