

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA Y GEOQUÍMICA DE LAS
ROCAS MÁFICAS DEL SUR DE LA CORDILLERA REAL,
PROVINCIAS DE LOJA Y ZAMORA.**

**PROYECTO DE INVESTIGACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO EN GEOLOGÍA**

MATEO ANDRÉS VEGA ZAMBRANO

mateovegaz@outlook.com

DIRECTOR: MSc. FABIÁN VILLARES

fabmar18@hotmail.com

Quito, Julio de 2017

DECLARACIÓN

Yo, Mateo Andrés Vega Zambrano declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

MATEO ANDRES VEGA ZAMBRANO

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Mateo Andrés Vega Zambrano, bajo mi supervisión.

Msc. Fabián Villares Jibaja

DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Primero debo agradecer a Dios, por permitirme finalizar esta etapa importante en mi vida y ayudarme cuando más lo necesitaba.

Gracias a mis amados padres Fe María y Franklin, por su educación basada en la perseverancia, honestidad y constancia. Por enseñarme jamás a rendirme y luchar por mis sueños. Este título no es más que una pequeña retribución por los grandes sacrificios que han hecho por mí y sus hijos. A mis amadas hermanas, Maica y Erika, que junto a mis padres, me han servido de ejemplo de superación y esfuerzo.

A la mujer de mi vida, Karen. Por tantos años de amor, paciencia y comprensión. Por tu apoyo condicional. Me siento extremadamente feliz de dar este primer paso junto a ti.

También debo agradecer a la Escuela Politécnica Nacional y a su facultad de Geología, por proveerme de las herramientas necesarias para aportar a la sociedad y por permitirme conocer excelentes personas a lo largo de todo este tiempo de estudio. Otro agradecimiento va para todos sus profesores, especialmente Fabián Villares por su tiempo y correcta guía durante este proyecto.

Mis más sinceros agradecimientos al INIGEMM, por financiar este proyecto y ayudarme a dar mis primeros pasos en mi vida profesional. A mis ex-compañeros geólogos por hacer amenas largas jornadas de campo y oficina. Quisiera agradecer especialmente a Diego Ortiz, por su motivación y amistad a lo largo de mi estancia en el instituto. A todos gracias y hasta pronto!

Por último, pero no menos importante, agradezco a mis hermanos de aulas y de vida. Por una amistad de más de 7 años, por estar ahí en todos los buenos y malos momentos. Gracias a Josué, Johnny, Juver, Charles, Camilo, Stefy, Maya, Emy, Daniel, Marco y Taty. Son los mejores!

DEDICATORIA

A mis padres Fe María y Franklin

A mis hermanas Erika y Maica

A mi compañera de vida, Karen

A Lulú

CONTENIDO

DECLARACIÓN	I
CERTIFICACIÓN	II
AGRADECIMIENTOS	III
DEDICATORIA	IV
CONTENIDO	V
ÍNDICE DE FIGURAS	VII
ÍNDICE DE TABLAS	IX
ÍNDICE DE ANEXOS	IX
RESUMEN	X
ABSTRACT	XII
CAPÍTULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS	1
1.2 OBJETIVO GENERAL	2
1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
CAPITULO 2	4
MARCO TEÓRICO	4
2.1 ESTUDIOS PREVIOS	4
2.2 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL	5
2.3 GEOLOGÍA REGIONAL	7
2.4 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL	8
2.4.1 TERRENO GUAMOTE	10
2.4.2 TERRENO ALAO	10
2.4.3 TERRENO LOJA	11
2.4.4 TERRENO SALADO	13
2.4.5 DIVISIÓN ZAMORA	15
2.5 TECTÓNICA REGIONAL	16
CAPÍTULO 3	18
METODOLOGÍA Y ALCANCE	18

CAPÍTULO 4	21
RESULTADOS	21
4.1 PETROGRAFÍA	21
4.1.1 METAVOLCÁNICOS	24
<i>Relaciones de campo y observaciones macroscópicas</i>	24
<i>Análisis microscópico</i>	25
<i>Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito</i>	28
4.1.2 METAINTRUSIVOS	31
<i>Relaciones de campo y observaciones macroscópicas</i>	31
<i>Análisis microscópico</i>	32
<i>Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito</i>	36
4.1.3 ESQUISTOS	39
<i>Relaciones de campo y observaciones macroscópicas</i>	39
<i>Análisis microscópico</i>	40
<i>Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito</i>	43
4.1.4 ANFIBOLITAS	46
<i>Relaciones de campo y observaciones macroscópicas</i>	46
<i>Análisis microscópico</i>	47
<i>Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito</i>	51
4.2 GEOQUÍMICA	54
4.2.1 GEOQUÍMICA DE LOS METAVOLCÁNICOS	57
<i>Elementos Mayores</i>	57
<i>Elementos Trazas y Tierras Raras</i>	60
<i>Discriminación Tectónica</i>	64
4.2.2 GEOQUÍMICA DE LOS METAINTRUSIVOS	66
<i>Elementos Mayores</i>	67
<i>Elementos traza y tierras raras</i>	69
<i>Discriminación Tectónica</i>	74
4.2.3 GEOQUÍMICA DE LOS ESQUISTOS	75
<i>Elementos Mayores</i>	76
<i>Elementos Traza y Tierras Raras</i>	79
<i>Proveniencia y ambiente tectónico</i>	81
4.2.4 GEOQUÍMICA DE LAS ANFIBOLITAS	83
<i>Elementos Mayores</i>	83
<i>Elementos Trazas y Tierras Raras</i>	86
<i>Discriminación Tectónica</i>	90

CAPITULO 5	93
DISCUSIÓN	93
5.1 ROCAS MÁFICAS DE LA HOJA DE LAS ARADAS	93
5.2 REDEFINICIÓN DE LA UNIDAD QUEBRADA EL VOLCÁN	97
5.3 CUERPOS METAINTRUSIVOS DE LA HOJA LOJA NORTE	101
5.4 ESQUISTOS VERDES DE LA HOJA LOJA NORTE	104
CAPITULO 6	110
CONCLUSIONES	110
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
ANEXOS	119

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de muestreo	3
Figura 2.1 Geodinámica actual del Ecuador, modificado de Spikings et al., (2001).....	6
Figura 2.2 Terrenos geotectónicos del Ecuador, modificado de Egüez et al., (1993).	8
Figura 2.3 Mapa Geológico del sur de la Cordillera Real, modificado de Aspden y Litherland, (1992).....	9
Figura 4.1 Mapa de ubicación de muestras de la zona de estudio	23
Figura 4.2 Imágenes representativas de afloramientos de metavolcánicos	26
Figura 4.3 Microfotografías del litotipo metavolcánicos	29
Figura 4.4 Imágenes representativas de metaintrusivos	33
Figura 4.5 Microfotografías de litotipo metaintrusivos.....	38
Figura 4.6 Imágenes representativas de afloramientos de esquistos	41
Figura 4.7 Microfotografías del litotipo esquistos verdes	44
Figura 4.8 Imágenes representativas de afloramientos de anfibolitas	48
Figura 4.9 Microfotografías del litotipo anfibolitas.....	53
Figura 4.10 Relaciones SiO ₂ wt. % vs LOI para las rocas de este estudio.	55
Figura 4.11 Diagramas Harker para las rocas del litotipo de metavolcánicos.	59
Figura 4.12 Diagrama de clasificación TAS (SiO ₂ vs Na ₂ O+K ₂ O), para los metavolcánicos	60
Figura 4.13 Diagrama de clasificación petrográfica para metavolcánicos.....	61
Figura 4.14 Diagramas de correlación entre Zr, elementos traza y P ₂ O ₅ para los metavolcánicos.....	62
Figura 4.15 Diagrama Spider para los metavolcánicos del Grupo A.....	63
Figura 4.16 Diagrama Spider para los metavolcánicos del Grupo B.....	64
Figura 4.17 Diagramas de discriminación tectónica Zr vs Ti para los metavolcánicos.....	65

Figura 4.18 Diagramas de discriminación tectónica para los metavolcánicos.....	66
Figura 4.19 Diagramas Harker para las rocas del litotipo de metaintrusivos.	68
Figura 4.20 Diagramas de clasificación petrográfica TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$),para los metaintrusivos.....	69
Figura 4.21 Diagrama de clasificación petrográfica para metaintrusivos.	70
Figura 4.22 Diagramas de correlación entre Zr, elementos traza y P_2O_5 para los metaintrusivos.....	71
Figura 4.23 Diagrama Spider para los metaintrusivos del Grupo A	72
Figura 4.24 Diagrama Spider para los metaintrusivos del Grupo B	73
Figura 4.25 Diagramas de discriminación tectónica para metaintrusivos.....	75
Figura 4.26 Diagramas Harker para las rocas del litotipo esquistos.	78
Figura 4.27 Diagrama Spider para los esquistos	80
Figura 4.28 Diagramas de proveniencia para los esquistos de este estudio.	82
Figura 4.29 Diagramas Harker para las rocas del litotipo anfibolitas.	85
Figura 4.30 Diagrama de clasificación TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), para las anfibolitas.....	86
Figura 4.31 Diagramas de clasificación petrográfica para las anfibolitas.....	87
Figura 4.32 Diagramas de correlación entre Zr, elementos traza y P_2O_5 para las anfibolitas.	88
Figura 4.33 Diagrama Spider para las anfibolitas del Grupo A.	89
Figura 4.34 Diagrama Spider para las anfibolitas del Grupo B	90
Figura 4.35 Diagramas de discriminación tectónica para anfibolitas.	92
Figura 5.1 Mapa geológico Las Aradas 50K, según INIGEMM (2016c).....	94
Figura 5.2 Diagramas Spider para las rocas de la hoja de las Aradas y la Unidad Peltetec.....	96
Figura 5.3 Diagramas Spider para las muestras DO-018 y DO-013 pertenecientes a la Unidad Quebrada El Volcán.....	98
Figura 5.4. Mapa geológico hoja Loja Norte 50K, según INIGEMM (2016b).....	100
Figura 5.5 Diagramas Spider para los metavolcánicos de la via Loja-Zamora, los cuerpos metaintrusivos de la hoja Loja Norte y rocas de la Unidad Alao-Paute	103
Figura 5.6. Diagrama binario Ce vs La, para las muestras de la Unidad Quebrada El Volcán que afloran en la vía Loja-Zamora y los cuerpos metaintrusivos de la hoja Loja Norte.....	104
Figura 5.7 Mapa de ubicación de las muestras de anfibolitas. Base geológica según INIGEMM (2016e; 2016f; 2016g).....	107
Figura 5.8. Diagramas Spider para las anfibolitas de este estudio y las rocas de la Unidad Monte Olivo	108

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Composiciones mineralógicas de las rocas de este estudio.....	22
Tabla 4.2 Composición mineralógica resumida de las muestras de metavolcánicos. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.....	25
Tabla 4.3 Composición mineralógica de las muestras de metaintrusivos. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.....	32
Tabla 4.4 Composición mineralógica de las muestras de los esquistos. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.....	40
Tabla 4.5 Composición mineralógica de las muestras de las anfibolitas. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.....	47
Tabla 4.6 Muestras utilizadas en el estudio geoquímico con sus respectivo código, ubicación y Loss On Ignition (LOI).....	56
Tabla 4.7 Muestras de metavolcánicos usadas para el estudio geoquímico.....	57
Tabla 4.8 Muestras de metaintrusivos usadas para el estudio geoquímico.....	66
Tabla 4.9 Muestras de esquistos usadas para el estudio geoquímico.....	76
Tabla 4.10 Concentraciones y relaciones de elementos de las rocas de este litotipo, usados para análisis de proveniencia en rocas metasedimentarias.....	81
Tabla 4.11 Muestras de anfibolitas usadas para el estudio geoquímico.....	83

ÍNDICE DE ANEXOS

ANEXO 1: FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA.....	120
ANEXO 2: RESULTADOS DE ANÁLISIS GEOQUÍMICOS.....	161

RESUMEN

El desarrollo de la presente investigación parte del levantamiento geológico realizado por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM) en los años 2014-2015 y tiene como objetivo principal la caracterización petrográfica-geoquímica de varios cuerpos de rocas máficas pertenecientes al Terreno Loja, Zamora y Alao, en el segmento sur de la Cordillera Real. La zona de estudio comprende 9 hojas topográficas escala 1:50 000 (Las Juntas, Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Yangana, Valladolid, San Francisco del Vergel, Zumba y Las Aradas) que abarcan parte de las provincias de Loja y Zamora. La mayoría de las ocurrencias estudiadas afloran en la hoja de Loja Norte 50K.

El estudio petrográfico se enfocó en el análisis detallado la composición mineralógica, facies de metamorfismo, características texturales-estructurales y tipo de protolito. Resultado de lo cual, las muestras de este estudio fueron clasificadas en de 4 litotipos: metavolcánicos, metaintrusivos, esquistos y anfibolitas. El estudio geoquímico incluyó la interpretación de las concentraciones de elementos mayores, trazas y tierras raras de cada una de las muestras y permitió evidenciar grandes diferencias de comportamiento entre rocas del mismo grupo.

Las anfibolitas caracterizadas en este estudio están formadas por la paragénesis mineral plagioclasa intermedia+hornblenda+titanita+biotita±piroxeno, típica de rocas metamorizadas en facies de anfibolita. Muestran bajos porcentajes de SiO₂, relaciones (La/Yb) <1 y fueron formadas a partir de protolitos basálticos de afinidad MORB (E-MORB y N-MORB). Las ocurrencias de este tipo de rocas se concentran a lo largo de la Unidad Sabanilla y en este estudio se establece una correlación con la Unidad Monte Olivo.

Las rocas máficas pertenecientes la escama tectónica de Quilanga, asignada previamente a la Unidad Alao-Paute, presentan paragénesis minerales típicas de facies de esquistos verdes y evidentes protolitos basálticos-gabroicos de afinidad MORB; lo que contrasta totalmente con las características petrológicas de la secuencia metavolcánica. En este estudio se comprueba las similitudes

petrográficas y geoquímicas que existen entre estas ocurrencias y la Unidad Peltetec; por lo que se plantea la continuación de esta unidad hacia el sur de la Cordillera Real.

Las ocurrencias de esquistos de aporte máfico están restringidos al noreste de Loja y están formados por la paragénesis albita+actinolita+clorita+biotita+cuarzo + epidota ± granate en facies de esquistos verde. Evidencias texturales, mineralógicas y el análisis geoquímico de proveniencia basado en elementos traza y tierras raras determinan un protolito sedimentario/volcanosedimentario relacionado a una fuente máfica empobrecida. Son parte de las secuencias metasedimentarias de las unidades Chigüinda y Agoyán, por lo que podrían representar la evidencia de un volcanismo pre-paleozoico? o a su vez, una variación muy local del protolito en la cuenca paleozoica.

Los metavolcánicos y metaintrusivos de la hoja Loja Norte 50K, presentan características texturales de milonitización y paragénesis típicas de rocas metamorfizadas en facies de esquistos verde. Los protolitos de estas rocas son basaltos, andesitas y gabros de afinidad calco-alcalina y carácter toleítico. En este estudio, se sugiere un origen común para estas rocas, relacionado a un evento magmático-volcánico de edad cenozoica. Sin embargo no se descarta la posibilidad de que este evento sea una expresión del magmatismo del Arco Alao.

ABSTRACT

This research is based on the geological survey carried out by the Instituto de Investigacion Geologico Minero Metalurgico (INIGEMM) in the years 2014-2015. The main objective of this study is a petrographic-geochemical characterization of mafic rock bodies belonging to the Loja, Zamora and Alao Terranes, in the southern segment of the Cordillera Real. The study area comprises 9 topographic sheets scale 1:50 000 (Las Juntas, Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Yangana, Valladolid, San Francisco del Vergel, Zumba and Las Aradas) covering part of the Loja and Zamora provinces. Most of the studied occurrences outcrop in the Loja Norte 50K topographic sheet.

The petrographic study is focused on a detailed analysis of mineralogical composition, metamorphism paragenesis, textural-structural characteristics and protolith. Results of which, the samples of this study were classified in 4 lithotypes: metavolcanics, metaintrusives, schists and amphibolites. The geochemical study included an interpretation of major elements, traces and rare earths concentrations of each one of the samples belonging to these lithotypes and allowed to show the behavior differences between rocks of the same group.

Amphibolites characterized in this study are formed by the paragenesis plagioclase + hornblende + titanite + biotite - pyroxene, typical in metamorphism of amphibolite facies. Also show low percentages of SiO₂, ratios (La/Yb) <1 and a MORB (E-MORB and N-MORB) basaltic protolith. The occurrences of this type of rocks are concentrated in the Sabanilla Unit and a correlation with The Monte Olivo Unit is established.

Quilanga mafic rocks, previously assigned to the Alao-Paute Unit, are formed by typical green schist facies paragenesis and showed MORB basaltic-gabbroic protoliths. This fact, completely contrasts with the petrological characteristics determined for the Alao metavolcanic sequence. Therefore, we found petrographic and geochemical similarities between these mafic rocks and the Peltetec Unit; concluding the continuation of this unit towards the south of the Cordillera Real.

Greenschists outcrops are restricted to northeast of Loja and are formed by the paragenesis albite + actinolite + chlorite + biotite + quartz + epidote + garnet in

greenschist facies. Textural, mineralogical evidence and source geochemical analysis based on trace elements and rare earths determine a sedimentary / volcanosedimentary protolith related to a depleted mafic source. Since, these rocks form part of the metasedimentary sequences of Chigüinda and Agoyán units, could represent evidence of pre-Paleozoic volcanism? Or in turn, a very local protolith variation in the Paleozoic basin.

Loja Norte metavolcanics and metaintrusives show mylonitic textures and greenschist facies paragenesis. These rocks have basaltic, andesitic and gabbroic protolith with calc-alkaline-tholeiitic affinity. In this study, we suggest a common petrogenesis, related to a Cenozoic magmatic-volcanic event. However it is not ruled out the possibility that this event could be a magmatic expression of the Alao Jurassic Arc.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

Las únicas ocurrencias de rocas máficas en el Terreno Loja han sido cartografiadas y descritas como Unidad Monte Olivo de edad triásica al norte de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Esta unidad incluye, anfibolitas, esquistos anfibólicos, metabasaltos hasta doleritas que se presentan en el campo como cuerpos tabulares (sills o diques) que intruyen rocas triásicas y/o paleozoicas (Litherland et al., 1994; Cochrane, 2013; Spikings et al., 2014). Mediante estos datos se realiza la descripción geológica de la Unidad Monte Olivo y se establecen las primeras interpretaciones con respecto a su posible ambiente de formación y al rol que desempeña en la evolución geológica de la Cordillera Real. Cochrane (2013) y Spikings et al. (2014) asignan afinidades toleíticas (MORB-BAAB) utilizando muestras de litologías equivalentes pertenecientes al Complejo Metamórfico del El Oro y a los afloramientos de la unidad, ubicados en el norte de la Cordillera Real. Además, realizan dataciones ZFT determinando claramente edades triásicas, similares a la edad de intrusión del Granito Tres Lagunas (Cochrane, 2013) con lo cual teorizan un nuevo modelo de evolución.

En el sur de la Cordillera Real, la información geológica relacionada a estas rocas es muy limitada. Ocurrencias de limitada extensión, correspondientes a la Unidad Monte Olivo se encuentran identificadas, sin embargo no existe información petrográfica y geoquímica detallada de estos afloramientos. De igual manera, este estudio también incluye rocas máficas pertenecientes a la continuación más alejada del Terreno Alao, en el sur de la Cordillera Real y tomada en cuenta para interpretaciones regionales en Litherland et al., (1994). Las litologías que forman la escama de Quilanga fueron incluidas en la Unidad Alao-Paute; secuencia metavolcánica que representa un volcanismo jurásico-cretácico generado en un arco de islas de afinidad toleítica (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994).

Además, este proyecto se basa en nuevas ocurrencias de rocas máficas, nunca consideradas en trabajos previos, y reportadas durante el levantamiento geológico

realizado por el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero y Metalúrgico (INIGEMM) dentro del “Proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano en los años 2014-2015.

El presente estudio petrográfico y geoquímico tiene como objetivo analizar detalladamente las paragénesis minerales y características geoquímicas de las rocas pertenecientes a estos afloramientos, mediante lo cual se podrá establecer con cierto grado de certeza, su ambiente geodinámico de formación, protolito y sus condiciones de metamorfismo (grado metamórfico). Adicionalmente, propone ideas en torno a la petrogénesis de estas rocas máficas, estableciendo además, la posible relación existente con otras litologías metamórficas de características similares, ampliando el entendimiento del origen geológico de estos conjuntos litológicos, incluidos y descritos en la litoestratigrafía de la Cordillera Real.

Los resultados pretenden contribuir con nueva información adicional que ayudará a solucionar algunos problemas geológicos de la Cordillera Real.

1.2 OBJETIVO GENERAL

- Conocer la naturaleza de las rocas máficas del sur de la Cordillera Real mediante la caracterización petrográfica y geoquímica.

1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar descripciones petrográficas a nivel macroscópico y microscópico de las rocas máficas del sur de la Cordillera Real.
- Elaborar una interpretación geoquímica en base a datos de elementos mayores, elementos traza y tierras raras.
- Correlacionar con otras ocurrencias de rocas máficas en el Ecuador.
- Determinar y asignar un ambiente geodinámico de formación para las ocurrencias de rocas máficas en el sur de la Cordillera Real.

1.4 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en el sur del Ecuador, en las provincias de Loja y Zamora Chinchipe, hacia el extremo sur de la Cordillera Real cerca al límite Ecuador-Perú. El muestreo fue incluido en el levantamiento geológico de 9 hojas topográficas escala 1:50 000 (Las Juntas, Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Yangana, Valladolid, San Francisco del Vergel, Zumba y Las Aradas), realizado por el INIGEMM entre los años 2014 y 2016 (Figura 1.1).

La mayoría del área de estudio se encuentra alimentada por un complejo sistema vial que incluye principalmente la carretera Saraguro-Loja-Vilcabamba-Palanda-Zumba, que conecta a las ciudades más importantes, además de la vía Loja-Catamayo-Quilanga que une la provincia de Loja con poblaciones fronterizas, hacia el suroeste. Las rocas sujeto de estudio fueron obtenidas en afloramientos de variada extensión, ubicados a lo largo de vías de primer y segundo orden y especialmente en sectores que permanecían inexplorados.

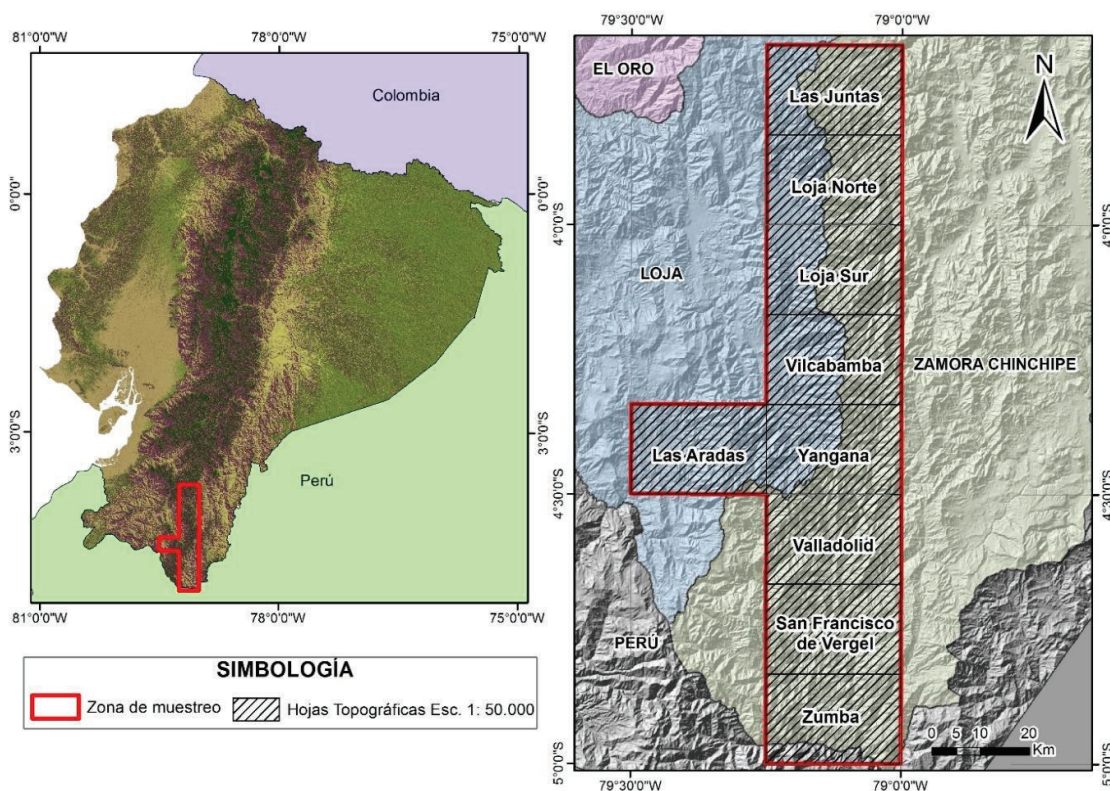


Figura 1.1 Mapa de ubicación de la zona de muestreo

CAPITULO 2

MARCO TEÓRICO

2.1 ESTUDIOS PREVIOS

La mayor parte de los trabajos previos han tenido un enfoque regional, por lo que la información petrográfica y geoquímica detallada de las rocas objeto de estudio es limitada. A pesar de este hecho, se han realizado importantísimos avances en el entendimiento de la geología de la Cordillera Real, en estas últimas tres décadas.

Trouw (1976), en cooperación con la Escuela Politécnica del Litoral, realiza cuatro cortes en partes del segmento norte y sur de la Cordillera Real. El autor reconoce la existencia de dos tipos de roca, propone edades relativas y condiciones de metamorfismo para estos cinturones metamórficos, basándose en análisis microscópicos y microtectónicos de alrededor de 500 muestras recolectadas en geotrazados realizadas a lo largo de carreteras principales.

Simultáneamente, entre de 1969 a 1979, información geológica valiosa fue generada a partir de la cooperación del Instituto de Ciencias Geológicas de Gran Bretaña y la Dirección General de Geología y Minas (DGGM). Dentro de este contexto, J. B. Kennerley, junto a varios geólogos ecuatorianos, lograron detallar la geología de la provincia de Loja y parte de las provincias de Zamora y el Oro, integrando la información generada por el Proyecto Minero de las Naciones Unidas. Además, el principal producto de esta alianza fue la publicación de los mapas geológicos de los sectores de Loja, Gonzanamá, Las Aradas y Zumba a escala 1:100.000. Los mayores aportes de estos trabajos fueron la descripción y el mapeo de las rocas metamórficas de la Cordillera Real, agrupadas como Serie Zamora de edad Paleozoica. Sin embargo, varios problemas relacionados con la geodinámica y evolución geológica de la cordillera, no fueron resueltos.

Desde el año de 1986 hasta 1990, se ejecutó el Proyecto Cordillera Real, el cual estuvo a cargo del BGS (British Geological Survey), en colaboración con el Gobierno Ecuatoriano. Los resultados de este ambicioso proyecto se expusieron de forma anual en 4 informes y posteriormente, en varias publicaciones. Este

proyecto incluyó extensas geotravesías a través de la cordillera, análisis petrográficos y geoquímicos, que permitieron por primera vez, proponer una nueva litoestratigrafía y evolución de la Cordillera Real. Litherland et al. (1994) concluyeron que la Cordillera Real está formada por cinco terrenos litotectónicos separados por fallas regionales y que es producto de la acreción de varios terrenos alóctonos durante el Mesozoico.

Pratt et al. (2005) discutieron el modelo evolutivo propuesto por la BGS y mencionaron que los contactos entre “terrenos” son transicionales y exhiben características similares a contactos intrusivos. Cochrane (2013) y Spikings et al. (2014) obtienen nuevos datos geocronológicos y geoquímicos con los que proponen una historia geológica para la parte noroccidental de Sudamérica. Estos resultados confirman los criterios anteriormente expuestos por Pratt et al. (2005), y para la Cordillera Real definen un modelo autóctono de evolución, el mismo que aún es objeto de debate en la comunidad geológica ecuatoriana.

Desde el año 2013, el Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico lleva a cabo el proyecto de cartografía de la parte sur del territorio ecuatoriano. En el año 2015, el levantamiento geológico de las hojas geológicas escala 1: 50.000 correspondientes a Las Juntas, Loja Norte, Loja Sur, Vilcabamba, Yangana, Valladolid, San Francisco del Vergel, Zumba y Las Aradas es completado y son publicadas en el año 2017, como parte de sus respectivas hojas geológicas escala 1:100.000. De esta manera, se complementa la cartografía de la Cordillera Real en las provincias de Loja y Zamora.

2.2 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL

El Ecuador está localizado en una zona de convergencia activa caracterizada por la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa de 58 mm/año (Trenkamp et al., 2002). Sin embargo, en el margen activo ecuatoriano se da una compleja interacción de placas tectónicas (Pennington, 1981). La formación de las placas Cocos y Nazca es producto del rompimiento de la placa Farallón hace 27Ma, a lo largo de la fractura de Grijalva. (Lonsdale y Klitgord, 2005; Pennington, 1981) (Figura 2.1). La placa Nazca junto a la placa Caribe, se mueven actualmente hacia el este con respecto al margen Sudamericano,

mientras que la placa Sudamericana y la placa Nazca convergen lentamente con la placa Caribe (Pennington, 1981).

La actividad del punto caliente de Galápagos ha contribuido con la heterogeneidad de la placa Nazca. La presencia del punto caliente esta evidenciada en la formación de la Cordillera sísmica de Carnegie sobre la placa Nazca y es responsable del rompimiento de la placa Farrallón (Lonsdale y Klitgord, 2005). La edad de la colisión-subducción de esta Cordillera asísmica con el borde Sudamericano y sus consecuentes efectos regionales, son motivo de discusión. Para varios autores la colisión podría influenciar en el desplazamiento y separación del bloque nor-andino, hacia el NNE, mediante fallas regionales que se extienden desde el Golfo de Guayaquil (falla Dolores-Pallatanga) hasta Colombia (Pennington, 1981). Además, los conceptos aún en debate proponen que la subducción de la Cordillera de Carnegie podría haber influido directamente en procesos pliocénicos-miocénicos de levantamiento-deformación en la Costa (Pedoja et al., 2006; Cantalamessa y Di Celma, 2004) y exhumación de los Andes del norte ecuatoriano en el Mioceno (Spikings, 2001; Gutscher et al., 1999).

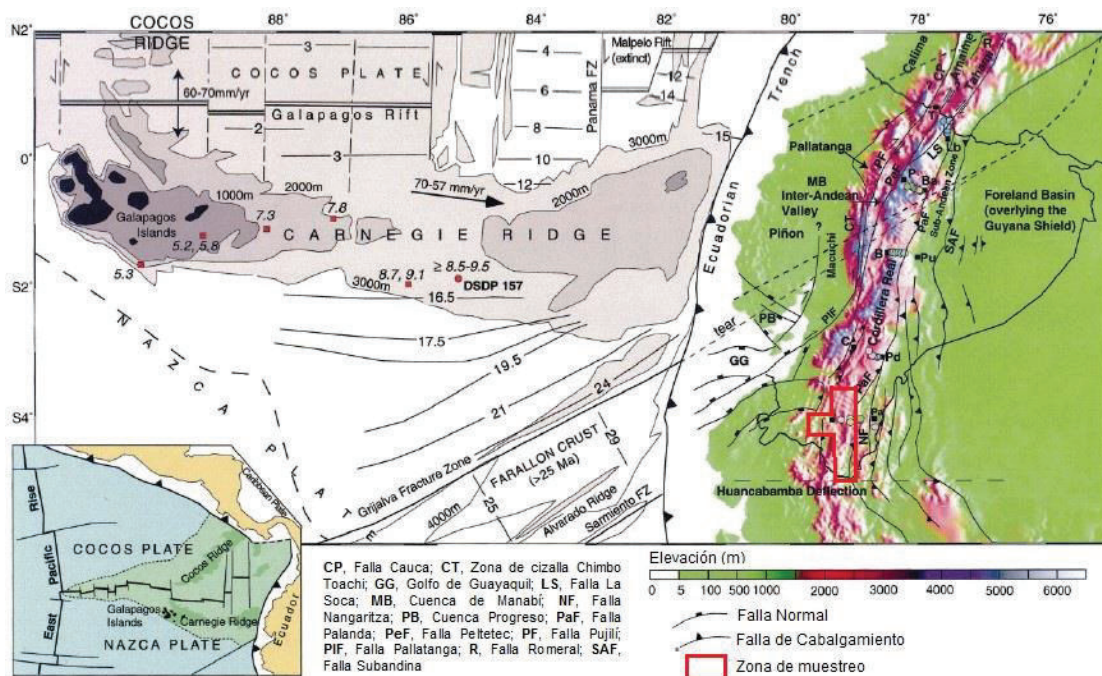


Figura 2.1 Geodinámica actual del Ecuador, modificado de Spikings et al., (2001). El recuadro en rojo representa la zona de estudio

2.3 GEOLOGÍA REGIONAL

La actual morfología del margen costero occidental de Sudamérica y los Andes Ecuatorianos, así como también el volcanismo y sismicidad relacionados, son producto del proceso de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana. El sistema orogénico del Ecuador está formado por dos sistemas montañosos, subparalelos entre sí, denominadas Cordillera Occidental hacia el oeste y Cordillera Real, hacia el este. Estos extensos complejos orogénicos tienen una dirección aproximada NNE-SSW y subdividen al Ecuador (de este a oeste) en 5 regiones geomorfológicas principales (Figura 2.2):

- 1) La región oriental incluye el relleno de la Cuenca Amazónica que está constituido por sedimentos marinos y continentales de edad cretácica a holocénica, depositadas sobre un basamento formado secuencias paleozoicas-jurásicas y rocas precámbricas pertenecientes al cratón Guayanés (Tschopp, 1953; Vallejo et al., 2009); y una zona de transición denominada Levantamiento Subandino, comprendida principalmente por batolitos y secuencias volcánicas de edad jurásica, unidades volcánicas triásicas y rocas metamórficas del paleozoico (Litherland et al., 1994).
- 2) La Cordillera Real está formada por extensos cinturones de rocas metamórficas de edades paleozoicas a Jurásicas intruidas por granitos tipo I y S (Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al., 1994).
- 3) El Callejón Interandino, ubicado entre las dos cordilleras y constituido por potentes depósitos volcánicos pliocénicos-pleistocénicos, que cubren un basamento posiblemente metamórfico (Bruet, 1987; Winkler et al., 2005),
- 4) La Cordillera Occidental formada por rocas de corteza oceánica acrecionadas al margen sudamericano a lo largo de la falla Calacalí—Pallatanga, durante el cretácico tardío, sobreyacidas por rocas de naturaleza turbidítica/volcánica de edad Cretácico tardío-Oligoceno (Vallejo et al., 2009) y cubiertas por una potentes secuencias volcánicas terciarias.
- 5) La planicie costera que está formada por un basamento oceánico cubierto por depósitos Paleógenos-Neógenos sedimentarios de ante arco de las cuencas Manabí y Progreso (Jaillard et al., 1995; Reynaud et al., 1999).

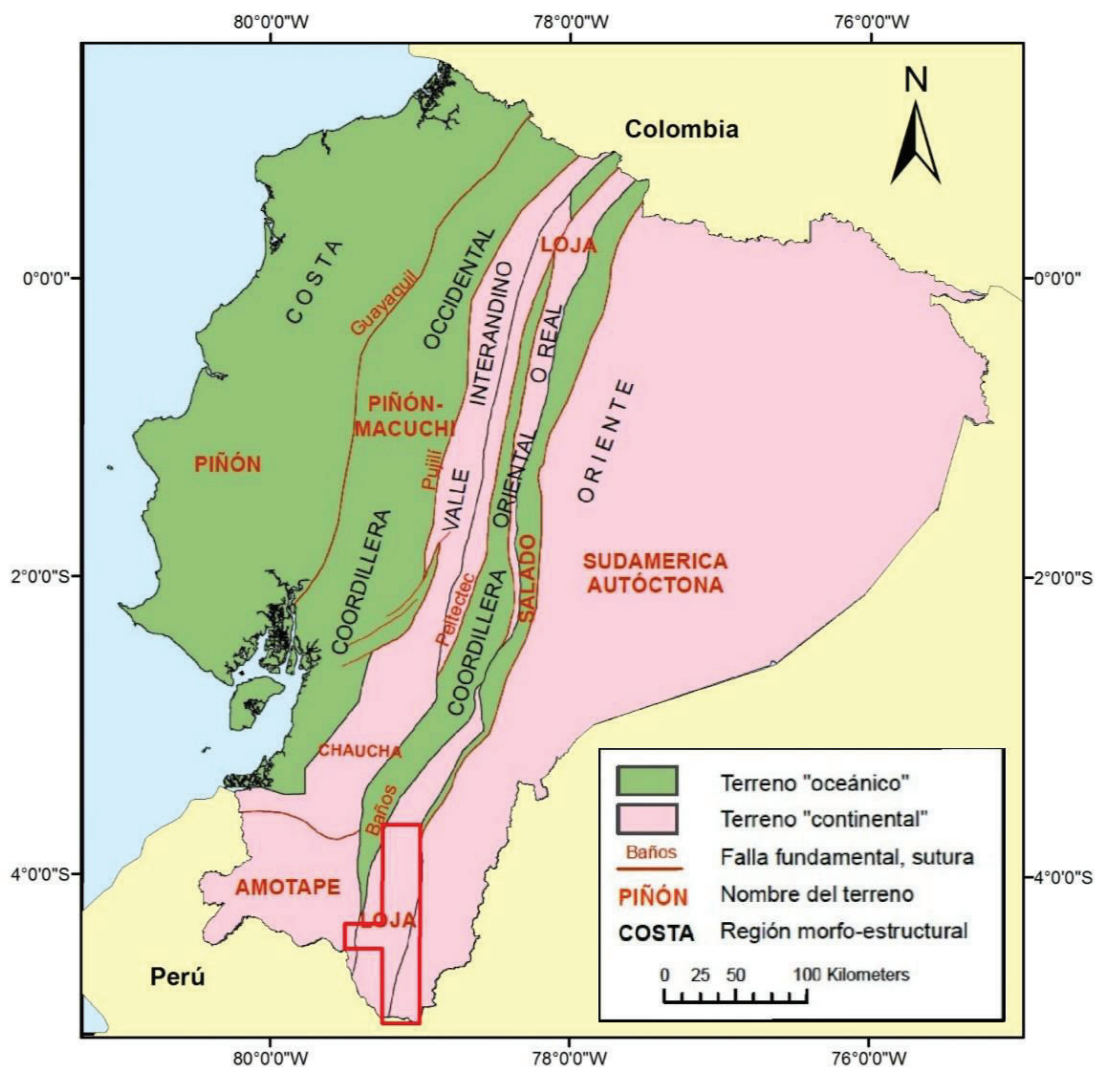


Figura 2.2 Terrenos geotectónicos del Ecuador, modificado de Egüez et al., (1993). El recuadro en rojo representa la ubicación de la zona de estudio.

2.4 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL

La Cordillera Real constituye el segmento oriental de los Andes Ecuatorianos y está formada por fajas alargadas de rocas metamórficas de distinta naturaleza y edades asignadas desde el Paleozoico hasta el Jurásico, separadas por extensas fallas regionales e intruidas por rocas cenozoicas (Aspden y Litherland, 1992). Litherland et al. (1994) describe la geología de las rocas metamórficas de la Cordillera Real en cinco divisiones litotectónicas: Guamote, Alao, Loja, Salado, Zamora. La zona de estudio está ubicada en el Terreno Loja y comprende parte del Terreno Alao (Figura 2.3)

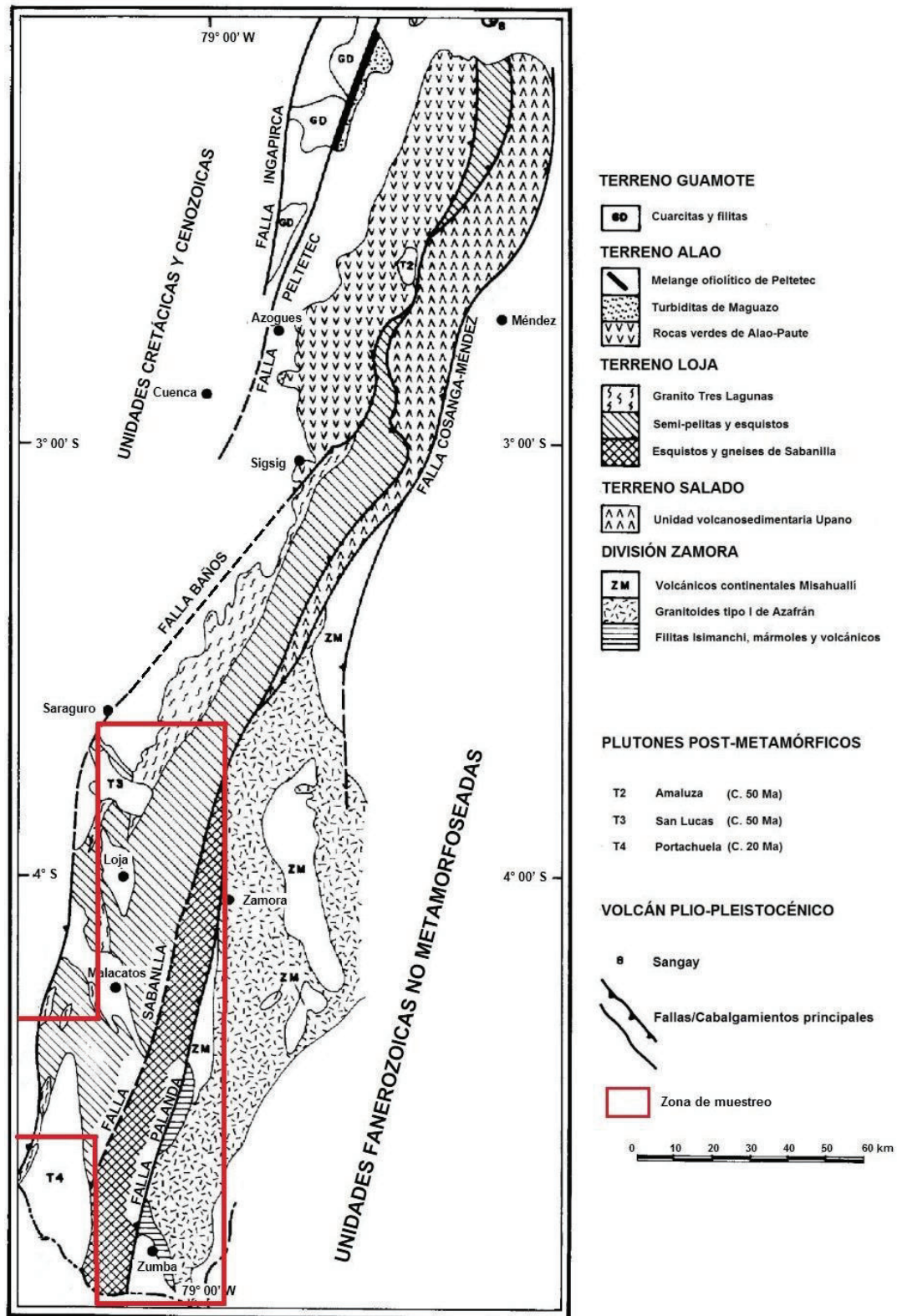


Figura 2.3 Mapa Geológico del sur de la Cordillera Real, modificado de Aspden y Litherland, (1992). El recuadro en rojo representa la ubicación de la zona de estudio.

2.4.1 TERRENO GUAMOTE

Aspden y Litherland (1992) y Litherland et al. (1994) definen a la División Guamote como una secuencia de cuarcitas, pizarras, y filitas que afloran a manera de escamas a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Real al norte de Cuenca y Azogues. La división Guamote está limitada al este por la Falla Peltetec y al oeste por la Falla Ingapirca. Ha sido separada en tres subdivisiones que agrupan principalmente, cuarcitas, conglomerados y en menor proporción pizarras negras en Unidad Punín; pizarras negras dominantes y en menor proporción cuarcitas grises (Unidades Cebadas y Guasuntos). Los ammonites encontrados en los sedimentos metamorfoseados del Terreno Guamote, indicarían que se trata de una secuencia marina de edad jurásico-cretácico inferior (Litherland et al., 1994). Dataciones U-Pb realizadas en zircones detríticos obtenidos en rocas metasedimentarias del Terreno Guamote indican edades entre ~3.0 Ga a ~155 Ma (Cochrane, 2013).

2.4.2 TERRENO ALAO

El Terreno Alao es descrito como un cinturón de 35km de ancho formado por rocas metavolcánicas y metasedimentarias, que aflora a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Real. Sus mejores afloramientos están localizados entre Pillaro y Sigsig, donde sus subdivisiones forman franjas paralelas y continuas (Litherland et al., 1994). El Terreno Alao está limitado al este por el Terreno Loja a través de la Falla Baños y hacia el oeste por el Terreno Guamote, a través de la Falla Peltetec. Se extiende hasta la zona de Quilanga, hacia el extremo sur de la Cordillera. El Terreno Alao está separada en distintas unidades; la Unidad Alao-Paute forma un cinturón de al menos 15km de ancho e incluye esquistos verdes de Qz, rocas verdes formados por cuarzo+clorita+albita+epidota+actinolita+biotita, de protolito andesítico; la Unidad El Pan que aflora como un cinturón de al menos 7km y que agrupa facies volcanosedimentarias metamorfoseadas incluyendo esquistos cuarzo-cloríticos, filitas cuarzo-micáceos, esquistos grafiticos y localmente mármol; la Unidad Maguazo que forma escamas de al menos de 10km de ancho, constituida esencialmente por turbiditas con aporte volcánico y rocas volcánicas en menor cantidad; y la Unidad Peltetec, considerada una secuencia ofiolítica

formada por rocas ígneas de composición básica a veces serpentinizadas (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2014). Estas unidades se encuentran separadas tectónicamente del Terreno Guamote por la falla Peltetec.

Edades obtenidas mediante dataciones K-Ar en rocas de la Unidad Alao-Paute, están dentro del intervalo de 115 y 142 Ma, mientras que análisis palinológicos realizados en rocas de la Unidad Maguazo definen una edad calloviano-oxfordiano (Litherland et al., 1994). Sin embargo, edades obtenidas por dataciones U-Pb en zircones detríticos en una arenisca del Terreno Alao, estarían en el intervalo de ~3.0 Ga a ~163 Ma (Cochrane, 2013).

El Terreno Alao ha sido interpretado como un arco de islas que acrecionó con el margen sudamericano en el Evento Peltetec (140-120 Ma) (Litherland et al., 1994). Por lo tanto, la Unidad Alao-Paute representaría la secuencia volcánica de un arco de islas, mientras que las unidades Maguazo y El Pan representarían las secuencias de antearco y trasarco, respectivamente (Litherland et al., 1994). En contraste, el hallazgo de zircones de similar edad en los Terrenos Alao, Guamote y Salado y datos geoquímicos sugerirían que estas rocas tienen un origen común y autóctono, desarrollándose en las cercanías del margen costero del cratón Sudamericano (Cochrane, 2013).

2.4.3 TERRENO LOJA

Definida por Litherland et al. (1994) alcanza una extensión de 35km en la ciudad de Loja. Está presente de norte a sur, en casi en toda la Cordillera Real. El límite occidental del Terreno Loja es la Falla Baños que lo separa del Terreno Alao. Hacia el oeste, está en contacto tectónico con el Terreno Salado y el cratón Amazónico. Incluye las unidades, estrechamente relacionadas, Chigüinda, Agoyán, Tres Lagunas, Sabanilla y Monte-Olivo que se resumen a continuación:

La Unidad Chigüinda fue definida a partir de varios cortes realizados al sur del país, principalmente a lo largo de la vía Sigsig-Chigüinda, de donde obtiene su nombre (Litherland et al., 1994). Estas rocas fueron descritas como una secuencia semipelítica de hasta 30km de ancho, que generalmente comprende cuarcitas y filitas negras, así como escasas metagrauwacas, pizarras y metalimolitas presentando una paragénesis mineral de metamorfismo de bajo grado. Aunque no

ha sido datada en el Ecuador, se le asigna una edad paleozoica y un ambiente de cuenca intracratónica o de margen pasivo, con aportes de una fuente continental (Litherland et al., 1994).

La Unidad Tres Lagunas es la principal unidad ígnea del Terreno Loja. Se presenta como lentes y fajas alargadas de variadas dimensiones, alcanzando extensiones batolíticas como en la localidad Tres Lagunas, de donde obtiene su denominación (Aspden et al., 1992). Los autores describen esta unidad como un conjunto de granitos, monzogranitos y granodioritas variablemente metamorfozadas, hasta gneises y augen gneises de texturas granulares a esquistosas de grano medio a grueso, con cristales de feldespatos alcalinos, cuarzo azul, biotita y moscovita (Aspden et al., 1992). Minerales accesorios comunes son sillimanita, cordierita y granate. Litherland et al. (1994) determinan edades Rb-Sr de 224 ± 37 que coinciden con nuevos datos radiométricos U/Pb en zircones, de 245.7 ± 5.6 Ma y 234.66 ± 0.95 Ma (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2014). Sus características geoquímicas y altas relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ serían suficientes para sea definido como granitoide anatéctico tipo "S" (Cochrane, 2013).

La Unidad Sabanilla es descrita como un conjunto de rocas metamórficas de medio-alto grado, donde predominan ortogneises granodioríticos, migmatitas y paragneises cuarcíticos formados generalmente por biotita, moscovita, sillimanita, cianita, cordierita y granate (Aspden et al., 1992a). Edades K/Ar en moscovita varían entre 60-100 Ma (Litherland et al., 1994), mientras que edades K/Ar en hornblenda, sitúan a la unidad en el Cretácico (130 Ma). Datos más recientes ubican a Sabanilla en el intervalo de 224-240 Ma, similar a la edad de la Unidad Tres Lagunas (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2014). Por sus características geoquímicas y edad similares a la Unidad Tres Lagunas se ha interpretado que Sabanilla constituye una fase migmatítica formada a profundidades mayores.

La Unidad Monte Olivo incluye todas las anfibolitas del Terreno Loja, que afloran a manera de lentes de hasta 2 km de ancho y diques pequeños. Litológicamente, son esquistos anfibolíticos y anfibolitas de afinidad basáltica (BAAB y MORB) (Cochrane, 2013), formados principalmente por hornblenda+cuarzo+albita+calcita + epidota (Litherland et al., 1994). Variaciones texturales y composicionales se

han reportado a lo largo de la Cordillera Real. Edades K-Ar de 371 y 363 Ma fueron obtenidas por Litherland et al. (1994) y podrían representar edades de intrusión o anfibolitización. Nuevas dataciones U-Pb en zircones asignan edades entre 239.7 ± 2.4 and 222.7 ± 6.3 Ma (Cochrane, 2013), similar a la edad de intrusión del Granito Tres Lagunas. Según Cochrane (2013), los diques anfibolíticos de la Unidad Monte Olivo fueron emplazados a lo largo del paleomargen Paleozoico de Ecuador, en un ambiente de rift.

La Unidad Agoyán aflora en la parte norte de la Cordillera Real, principalmente en las cercanías de Baños. La Unidad está estrechamente relacionada al Granito Tres Lagunas y reemplaza a la Unidad Chigüinda en el norte de la cordillera. Las litologías típicas incluyen esquistos micáceos con granate, gneises de grano grueso y metapsamitas. (Litherland et al., 1994). Estos mismos autores reportan edades K-Ar en moscovita del Cretácico Tardío y edades K-Ar en biotita del Precámbrico. Sin embargo, se establece una edad deposicional del Paleozoico para la Unidad Agoyán, similar a la edad de la Unidad Chigüinda (Litherland et al., 1994). Nuevos datos de Cochrane (2013) obtenidos a partir de dataciones U/Pb en zircones sugieren edades mínimas de depositación entre 247.2 ± 4.3 y 231.0 ± 1.9 Ma. El carácter más pelítico de las rocas de la Unidad Agoyán contradice la posibilidad de que sean un equivalente de mayor grado metamórfico de la Unidad Chigüinda, pero no se ha encontrado suficiente evidencia para descartar que no se hayan formado en la misma cuenca (Litherland et al., 1994).

2.4.4 TERRENO SALADO

Esta división litotectónica comprende rocas volcánicas máficas, rocas verdes y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso. Incluye también las rocas plutónicas metamorfizadas de los granitoides de Azafrán (Litherland et al., 1994). Forma una faja alargada y estrecha de 25km de ancho que aflora en el flanco oriental de la Cordillera Real, acuniándose en el sur de Zamora (Aspden y Litherland, 1992). Está limitado en contacto tectónico hacia el este por la Falla Cosanga-Méndez y al oeste, por el Terreno Loja.

La Unidad Upano está constituida por rocas verdes andesíticas y metasedimentos asociados (turbiditas y volcanosedimentos) que forman una faja de 15km de

ancho (Aspden y Litherland, 1992). Edades obtenidas por palinoflora indican Jurásico inferior-Cretácico. La afinidad de las rocas volcánicas pertenecientes a la unidad es calco-alkalina, por lo que podrían ser cogenéticas con el Granitoide de Azafrán y al mismo tiempo, una continuación de los volcánicos de Misahuallí (Litherland et al., 1994).

La Unidad Cuyuja consiste de esquistos grafiticos-moscovíticos con granate intercalados con psamitas y esquistos verdes, afloran como una faja de 10 km de ancho y forman la base de la Unidad Cerro Hermoso (Litherland et al., 1994). Edades K-Ar de 82 y 59 Ma, previamente propuestas, son interpretadas como edades de reseteo (Litherland et al., 1994). Se asume una edad Jurásica por su relación con el Granito de Azafrán. Por su relación con las demás unidades del Terreno Salado, podrían representar facies distales de agua profunda, relacionadas a rocas turbidíticas/volcánicas de la Unidad Upano (Aspden y Litherland, 1992).

La Unidad Cerro Hermoso, agrupa la secuencia carbonatada que aflora en la elevación del mismo nombre y otras ocurrencias de estas litologías en el Terreno Salado. Generalmente, incluye mármoles, filitas calcáreas, limolitas y areniscas calcáreas (Aspden y Litherland, 1992). Estudios microscópicos muestran fragmentos fósiles y esporas recristalizadas que esconden su edad geológica. Sin embargo, al igual que las unidades Cuyuja y Upano, se encuentra intruida por el plutón de Azafrán, por lo que se asume una edad Jurásico Medio-Inferior (Litherland et al., 1994). Junto a la Unidad Cuyuja, representarían facies distales de los volcanosedimentos de la Unidad Upano.

Los granitoides metamorfoseados de Azafrán afloran, a manera de fajas de 10 km de ancho, a lo largo del flanco este del norte de la Cordillera Real, en la vía Baños-Puyo (Aspden y Litherland, 1992). Relacionada con las unidades Upano, Cerro Hermoso, Cuyuja y con skarns del Terreno Salado. Litológicamente, comprenden granitos, dioritas, cuarzomonzonitas y dioritas hornbléndicas con foliación gnéisica hasta esquistosa desarrollando granate y biotita (Litherland et al., 1994). Edades U-Pb de 140-143 Ma, correspondientes a Jurásico Tardío-Cretácico Temprano, representarían la edad de intrusión (Cochrane, 2013). Sus

características geoquímicas lo sitúan dentro de los plutones tipo "I", al igual que el Batolito de Zamora (Litherland et al., 1994).

2.4.5 DIVISIÓN ZAMORA

La División Zamora ocurre inmediatamente al este de la Cordillera Real, limitando el borde occidental del cratón Sudamericano. Consiste principalmente de batolitos, rocas metasedimentarias, rocas volcánicas y metavolcanosedimentos (Aspden y Litherland, 1992).

Los granitoides de Zamora son cuerpos batolíticos alargados limitados hacia el oeste por las fallas Cosanga, Méndez y Palanda. Incluyen los batolitos de Rosa Florida, Abitagua y Zamora. Sus composiciones varían entre cuarzomonzonitas, sienogranitos, monzogranitos y granodioritas (y equivalentes subvolcánicos) de afinidad calco-alcalina (Litherland et al., 1994; Villares, 2012). La mayoría de edades asignadas para estos batolitos están en el intervalo de 120-200, algunas consideradas como edades de reajuste (Litherland et al., 1994). Nuevas dataciones U/Pb asignan 131 y 178 Ma (Cochrane, 2013), que corresponden a una edad jurásica. La intrusión de mayor volumen del Complejo Batolítico Zamora se da entre los 200-170 Ma, representada por el periodo de mayor actividad del arco volcánico Misahuallí (Villares, 2012).

La Unidad Isimanchi aflora en el extremo sur de la Cordillera Real, limitada hacia el oeste por la Unidad Sabanilla y hacia el este por el batolito de Zamora. Comprende filitas, mármoles, brechas volcánicas y tobas metamorizadas. Análisis paleontológicos en muestras de mármol indican restos de peces del Carbonífero-Triásico Tardío (Litherland et al., 1994). La unidad podría correlacionarse con las calizas de Macuma, con la diferencia de que Isimanchi, presenta metamorfismo (Litherland et al., 1994).

La Unidad Piuntza ocurre en las cercanías del batolito de Zamora, lo cual ha producido los skarns mineralizados de los campos mineros Nambija, Piuntza y María Elena. Generalmente son brechas volcánicas, flujos de lava y tobas que incluyen además, limolitas, pizarras, lutitas y areniscas afectadas por procesos de skarnificación (Litherland et al., 1994). Los fósiles de bivalvos estudiados indican edades de triásico superior, a pesar de que es difícil diferenciar las rocas de la

unidad Piuntza con las de los volcánicos de la Unidad Misahuallí. En contexto regional, la Unidad Piuntza es considerada como una secuencia continental/marina restringida a una cuenca desarrollada en un ambiente de rift (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2014).

2.5 TECTÓNICA REGIONAL

La disposición estructural de los terrenos de la Cordillera Real se refleja en un sistema de fallas inversas regionales (cabalgamientos) de dirección preferencial NNE-SSW que responden a un régimen compresivo. A lo largo de estas fallas, se registran los principales eventos de deformación y metamorfismo de las rocas de la cordillera. De este a oeste, las principales fallas regionales de la Cordillera Real son la Falla Peltetec, Falla Baños, Falla Llanganates y Falla Cosanga-Méndez.

Falla Peltetec

La falla Peltetec representa el paleomargen jurásico-cretácico temprano (Spikings et al., 2015) y el límite estructural occidental de la Cordillera Real. Es interpretada como una sutura que separa la Unidad Guamote del melange ofiolítico de Peltetec (Litherland et al., 1994). Además, corresponde a un lineamiento neotectónico (activo en el Cenozoico) donde rocas ofiolíticas jurásicas están falladas contra rocas volcánicas del Neógeno. Hacia el sur de la cordillera, parece unirse a la falla Girón para después formar parte del sistema de fallas Las Aradas (Litherland et al., 1994).

Falla Baños

Separa tectónicamente a los terrenos Alao y Loja. Cerca de Baños, se expresa en el campo como una zona de cizalla extensa (de hasta 2 km) de tendencia NNE-SSW. Generalmente se presenta como un cambio litológico e incremento del grado metamórfico hacia el este, desde el Terreno Alao hacia el Terreno Loja. En Sigsig, la falla Baños se presenta como un cinturón milonítico de 2 km, donde la lineación mineral indica cabalgamiento hacia el este (Litherland et al., 1994). En el extremo suroeste de la cordillera, este segmento se une al sistema de fallas Frente Baños-Las Aradas y separa tectónicamente las rocas terciarias de la Cordillera Occidental, de las rocas metamórficas de los Terrenos Alao y Loja (Aspden y Litherland, 1992).

Falla Llanganates

Separa los terrenos de Loja y Salado. Fue identificada en las cercanías del río Cosanga, donde el Granito Tres Lagunas milonitizado cabalga hacia el este a la Unidad Upano, a lo largo de esta falla que buza hacia el oeste (Litherland et al., 1994).

El principal sistema de fallas que influencia la tectónica de la zona de estudio, es el formado por las prolongaciones de la falla Llanganates (Figura 2.3). Mientras que al norte separa las rocas de los terrenos Salado y Loja, al oeste de la zona de estudio pone en contacto tectónico a la Unidad Chigüinda con el Granito Tres Lagunas. Hacia el este, La prolongación presente es la falla Sabanilla, la cual es una estructura de cabalgamiento que pone en contacto tectónico a los metasedimentos de la Unidad Chigüinda y las migmatitas de la Unidad Sabanilla.

Falla Cosanga-Méndez

Constituye el límite oriental de la Cordillera Real. Es un sistema de fallas de alto ángulo, que buzan hacia el oeste y marcan el límite entre las rocas volcánicas de la Unidad Misahuallí (División Zamora) y las rocas metamórficas de la Unidad Upano. Aparentemente, fue muy activa durante el Jurásico Medio-Tardío, en forma de falla lítrica (Aspden y Litherland, 1992; Pratt et al., 2005).

Este sistema de fallas es importante en la tectónica del este de la zona de estudio, dónde se ramifica en las fallas Palanda y La Canela. La Falla Palanda representa el límite tectónico entre el batolito de Zamora y la Unidad Isimanchi al oeste y la Unidad Sabanilla al este.

CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA Y ALCANCE

Con el propósito de cumplir los objetivos planteados, en esta investigación se ejecutaron los siguientes pasos:

1. **Recopilación e investigación bibliográfica.** Recopilación y análisis de información existente en: libros, publicaciones científicas, informes técnicos y tesis de grado. Además, para la elaboración de mapas de referencia se recopiló información cartográfica digital, mapas publicados y bases topográficas actuales. Con respecto a datos geoquímicos, se realizó la recopilación y sistematización de análisis publicados en trabajos anteriores.

2. **Descripción petrográfica.** Partió de la cuidadosa selección de las posibles muestras usando bases petrográficas y de datos de campo de cada hoja geológica a escala 1:50 000, recolectadas en el proceso de levantamiento geológico de los años 2014-2015 y almacenadas en las instalaciones del INIGEMM. Las muestras con el prefijo MV, fueron obtenidas por el autor como parte del levantamiento geológico de la hoja Loja Norte escala 1:50 000. En esta parte del estudio, se incluyeron las siguientes técnicas básicas para la determinación de los minerales y componentes principales de las rocas sujeto de estudio:
 - **Análisis petrográfico de muestras de mano:** Descripción de al menos 60 muestras de mano usando implementos básicos como lupa de aumento 10 -20x y rayador. Además, se hizo uso de un binocular estereoscópico, marca OLYMPUS con su respectivo software Stream Basic, perteneciente al Laboratorio Petrográfico del INIGEMM.
 - **Estudio microscópico de láminas delgadas.** Descripción de 48 secciones delgadas pertenecientes al “Proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano”, almacenadas en el Laboratorio Petrográfico del INIGEMM. Para completar las necesidades de este trabajo se elaboraron además, 13 secciones delgadas. El análisis microscópico

detallado se realizó con un microscopio petrográfico marca OLYMPUS, modelo BX51, con luz transmitida y cámara fotográfica incorporada, pertenecientes al Laboratorio Petrográfico del INIGEMM. El software Stream Basic fue utilizado para tomar las microfotografías de las secciones delgadas expuestas en este proyecto. La elaboración de todas las secciones delgadas estuvieron a cargo del laboratorio del INIGEMM en el año 2015.

3. Geoquímica de roca total. Se utilizaron 19 análisis geoquímicos provenientes de las bases de datos geoquímicos del INIGEMM realizados en el año 2015, en el marco del “Proyecto Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano”. Para la realización del presente estudio se hizo necesario la elaboración de 16 análisis extras. Se obtuvieron análisis geoquímicos de elementos mayores, elementos en traza y tierras raras, de al menos 35 muestras de roca, en total. La elaboración de estos análisis estuvieron a cargo del Laboratorio Químico del INIGEMM, siguiendo el siguiente procedimiento:

- Las rocas son inicialmente calentadas a 50 °C, para luego disminuir el tamaño de la partícula desde 90mm a 69 micrones (fracción de polvo), usando una trituradora de carburo de tungsteno, un molino de discos y un pulverizador de anillos. Para obtener una muestra representativa se utiliza un cuarteo manual.
- El contenido de *elementos mayores* fue determinado por fluorescencia de rayos x (WD-XRF), donde se funde 0,9 gramos de muestra en tetraborato de litio para luego ser vertida en un molde circular de platino hasta su enfriamiento para obtener un disco vidriado homogéneo para su lectura analítica.
- La determinación del contenido de *elementos trazase* realiza por ICP-OES (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). Este proceso consiste en digerir 0,4 gramos de muestra previamente pulverizada y calcinada (para eliminar elementos volátiles) en ácido perclórico, clorhídrico, nítrico y fluorhídrico, en una plancha de calentamiento por

aproximadamente 3 horas. Para la lectura instrumental, se utiliza un espectrómetro de plasma inductivamente acoplado con detector óptico marca Perkin Elmer, modelo Optima 8300.

- El contenido de *tierras raras*, *U* y *Th* fue determinado por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry). La muestra pulverizada se calcina a 1000°C por dos horas para eliminar elementos volátiles. Luego, se funden (1050°C) 0,1 gramos de muestra con metaborato de litio. La muestra fundida es vertida en un vaso de teflón con ácido nítrico diluido. En la lectura instrumental, se utiliza un espectrómetro de plasma inductivamente acoplado con detector de masas marca Agilent Technologies modelo 7700x.

4. Integración e interpretación de datos geoquímicos. La integración, sistematización y almacenamiento de datos fue realizada usando hojas de cálculo en el programa Excel, para luego ser transformados a archivos de texto (.txt). La interpretación geoquímica se realizó usando el software computacional IGPET06 (Igneous Petrology Software), en base a los resultados de laboratorio y datos bibliográficos. Con la información petrográfica obtenida con la descripción petrográfica de las muestras de mano y lámina delgada, se corroboró y validó la interpretación geoquímica. Finalmente, se realizó una comparación de los resultados obtenidos en la zona de estudio con litologías similares pertenecientes a otras regiones del Ecuador.

5. Elaboración y redacción del informe final. Se procedió a redactar el informe final de este proyecto, sintetizando e interpretando la información obtenida en la descripción petrográfica de rocas y la interpretación de los análisis geoquímicos.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 PETROGRAFÍA

Las rocas analizadas en este estudio provienen de afloramientos de diversa extensión, dispersos por todo el sector sur de la Cordillera Real (Figura 4.1). La mayoría de muestras de este estudio, fueron recolectadas en la hoja Loja Norte escala 1:50 000, debido a que este sector no ha sido estudiado ni explorado detalladamente en estudios previos. Este subcapítulo recoge todas las observaciones mineralógicas, texturales y estructurales, resultado del análisis de más de 50 muestras de mano y 40 secciones delgadas.

Debido a la gran variedad litológica con la que nos enfrentamos en la realización del presente estudio y con el objetivo de analizar/contrastar de una mejor manera los atributos petrográficos de cada una de las rocas, se procedió a clasificar todas las muestras en litotipos, considerando los siguientes aspectos básicos:

- Composición mineralógica cuantificable e importancia de las fases minerales.
- Paragénesis mineral dominante, facies de metamorfismo y grado metamórfico,
- Características texturales desarrolladas por metamorfismo y posible preservación de texturas del protolito.
- Características macro y microestructurales.
- Estimaciones microscópicas del posible protolito.
- Relación con la geología regional.

De esta manera, las muestras analizadas se han subdividido en cuatro litotipos principales: 1) metavolcánicos, 2) metaintrusivos, 3) esquistos y 4) anfibolitas. En las siguientes páginas de este subcapítulo se encuentran plasmadas las observaciones petrográficas detalladas de cada uno de los litotipos estudiados. En la tabla 4.1 se resumen las composiciones mineralógicas globales de las muestras de este proyecto. Las abreviaturas minerales se exponen según Siivola y Schmid (2007).

Tabla 4.1 Composiciones mineralógicas de las rocas de este estudio.

MUESTRA	HOJA GEOLÓGICA	X (UTM)	Y (UTM)	TEXTURA/TEXTURA RELICTA	PI	Hbl	Act-Tr	Bt	Czo-Zo	Ttn	Qz	Chl	Ser	Ep	Turm	Cc	Kfs	Px	Grt	OI	Opacos	LITOLOGÍA
AG-012B	YANGANA	708362	9503655	Nematoblástica	26	50				5											5	Anfibolita con Zo-Czo
CO-012	LAS ARADAS	676715	9518832	Blastoporfirítica/intergranular	48		12	13	9		9	2				5					2	Metabasalto
CO-016	LAS ARADAS	676651	9515193	Metafanerítica/Hipidiomórfica	22	5	30	7	28		5	2									1	Metagabro
CO-017	LAS ARADAS	676423	9521309	Nematoblástica/intergranular	44		20	23	7		5										1	Metabasalto
CO-024	LAS ARADAS	676423	9521309	Porfidoblástica/intergranular	35		28	5	15		7					7					3	Metabasalto
CO-104	LAS JUNTAS	687343	9505161	Nematoblástica	37	26	13	5	3		11										5	Esquistos anfibólicos
CR-015B	VALLADOLID	704427	9487210	Nematoblástica	13	68			4									12			3	Anfibolita con piroxeno
CT-017	SAN FRANCISCO DEL VERGEL	702271	9472244	Nematoblástica	56	40												6			4	Anfibolita
DC-006	VALLADOLID	705510	9489753	Nematoblástica	39	46			2	5											2	Anfibolita con piroxeno
DC-011	VALLADOLID	710651	9500467	Nematoblástica	40	50			5	5												Anfibolita
DO-013	LOJA NORTE	698224	9568893	Metafanerítica/Cataclástica	36		42	12	10													Metagabro
DO-016A	LOJA NORTE	698990	9565714	Lepidommatoblástica	22		26	18	15	2	3	6	5			3						Esquistos de Bt-Act
DO-018	LOJA NORTE	703752	9563204	Porfidolepidoblástica	15		24	8			5	16	7	18		4					3	Esquistos de Chl-Act-Ep
DO-022B	LOJA NORTE	709889	9573229	Nematolepidoblástica	15		22	13			5	14	4	12	7						8	Esquistos de Chl-Act
DO-034A	LOJA NORTE	702127	9567588	Nematolepidoblástica	24		25	10	15		15	5	5	2							4	Esquistos de Pl-Act
DO-034B	LOJA NORTE	702127	9567588	Lepidoblástica	26		12				26	30		6								Esquistos cloríticos
DO-039A	LOJA NORTE	713038	9568209	Milonítica/Porfidoclastica	30	15		5	2	18	14	16										Metagranodiorita
DO-040	LOJA NORTE	715794	9568025	Milonítica/Porfidoclastica	36						26	10	26								2	Metacaruzodiorita
DO-041	LOJA NORTE	708979	9569210	Milonítica/Porfidoclastica	24						25	8	23	5			15					Metacaruzodiorita
DO-042	LOJA NORTE	709561	9568660	Porfidoblástica/Porfídica	45		12	6	24		10										3	Metabasalto
FC-007A	ZUMBA	697141	9451816	Nematoblástica	15	52		25	3			1									4	Anfibolita con biotita
GA-021A	LOJA NORTE	709514	9574136	Intergranular/Dolerítica	32	12						5						46			5	Dolerita
GA-033	LOJA NORTE	701038	9568498	Nematoblástica	22	13			12		3		5									Anfibolita
HG-004	SAN FRANCISCO DEL VERGEL	707935	9466741	Nematoblástica	30	35	23			10											2	Anfibolita con actinolita
JG-005	ZUMBA	698924	9460972	Nematoblástica	28	62	5	9	10	4	7	7		6							2	Anfibolita
JPJ-023A	VILCABAMBA	715851	9521537	Cataclástica	28	20	5					3	5								2	Metadiorita
JPJ-023B	VILCABAMBA	715851	9521537	Granommatoblástica	28	56				7	9											Anfibolita
JT-001	SAN FRANCISCO DEL VERGEL	695404	9468490	Granommatoblástica	28	45		15		5											7	Gneis hornbléndico
MV-002	LOJA NORTE	707791	9566256	Porfidoblástica/Porfídica	30		26	2	25		15										2	Metandesita
MV-003B	LOJA NORTE	710008	9565418	Porfidoblástica/Porfídica	81			14				5										Metandesita
MV-005	LOJA NORTE	710549	9565636	Nematoblástica/Porfídica	32		33	3	20		12										3	Metandesita
MV-006	LOJA NORTE	709889	9573229	Lepidoblástica	15		10				8	15	25	15	12							Esquistos de Chl-Ep
OC-024A	LAS JUNTAS	721470	9593331	Lepidoblástica	5		52				15		25								3	Esquistos de Act-Tr
OC-024B	LAS JUNTAS	721470	9593331	Cataclástica	24	10	9	20	3		10	12		3								Metadiorita
QD-005	LOJA NORTE	696592	9565332	Lepidommatoblástica	23		15	32			20		8								2	Esquistos de Bt-Act
QD-014	LOJA NORTE	706944	9559644	Porfidoblástica/Porfídica	52			8				25		12							3	Metandesita
QD-040	LOJA NORTE	707474	9560316	Nematoblástica/Porfídica	15		39		28		4	12									2	Metabasalto
RP-030	LAS JUNTAS	696556	9577214	Nematoblástica	30	62				6											2	Anfibolita de grano fino
VQ-059	YANGANA	708657	9505466	Granoblástica	45	30		8		8	2	2	4		1							Anfibolita con biotita
WS-015	LOJA SUR	716916	9549902	Nematoblástica	32	56		5													7	Anfibolita

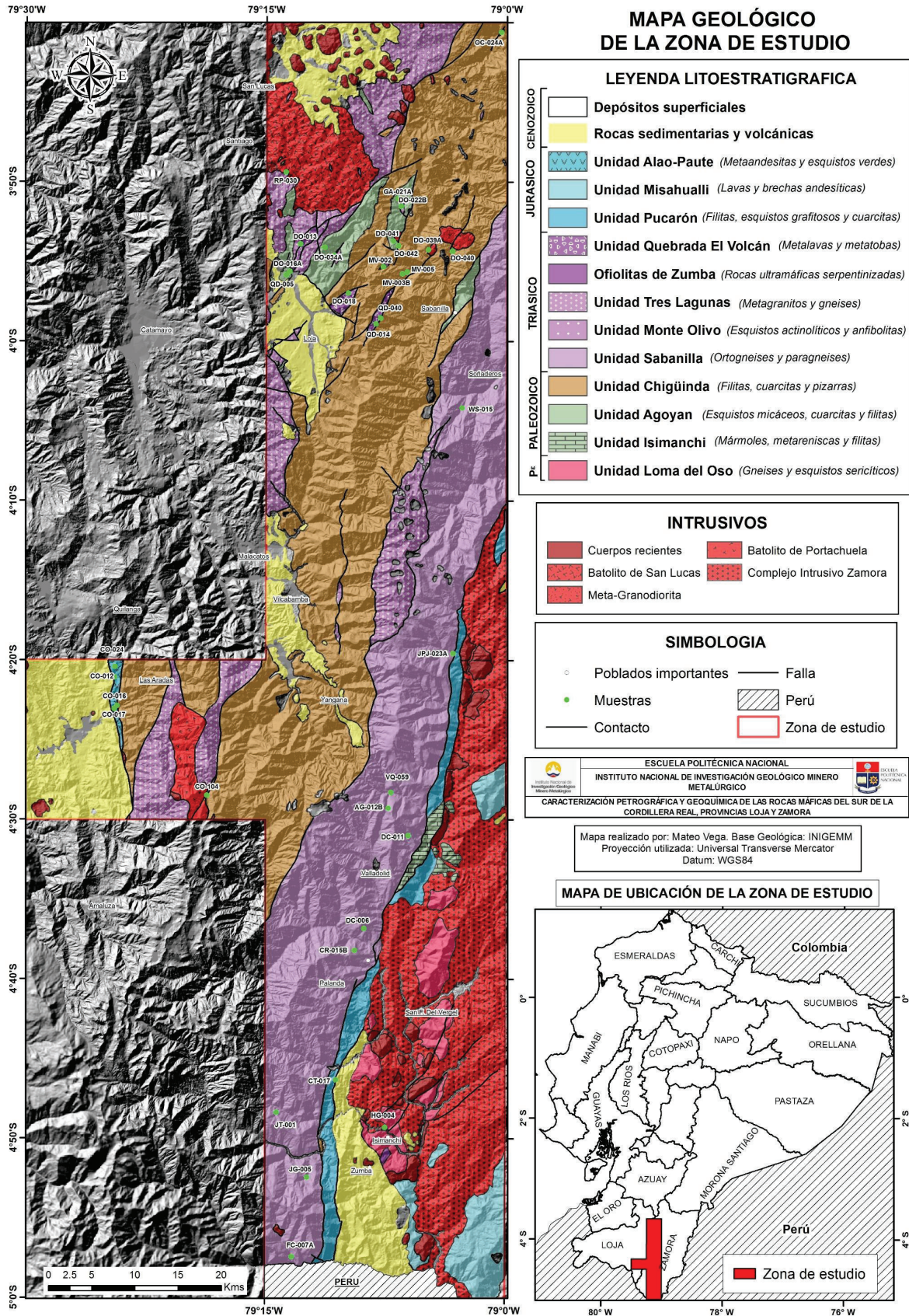


Figura 4.1 Mapa de ubicación de muestras de la zona de estudio

4.1.1 METAVOLCÁNICOS

Relaciones de campo y observaciones macroscópicas

Las muestras de este litotipo fueron obtenidas en su mayoría en la hoja de Loja Norte, en afloramientos de la Unidad Quebrada El Volcán (Ortiz, 2016), denominada así por la quebrada del mismo nombre ubicada hacia el noreste de la ciudad de Loja. Otros afloramientos de la unidad están localizados en la quebrada Mamanuma y la vía Loja Zamora (Figura 4.2A-E). La Unidad Quebrada El Volcán fue identificada como una secuencia volcánica-volcanosedimentaria metamorfoseada constituida por filitas grafitosas, metaglomerados, metatobas y metabasaltos ocasionales. En la unidad también se incluye cuerpos metaintrusivos máficos que en este estudio, fueron incluidos en otro litotipo. Las relaciones de las rocas consideradas de la misma secuencia son netamente concordantes, sin embargo regionalmente se interpretaron contactos tectónicos con las unidades Tres Lagunas y Chigüinda. Esta interpretación corresponde solo a observaciones geomorfológicas debido a la presencia de cobertura vegetal y al abrupto relieve. Toda la secuencia de la Unidad Quebrada Volcán presenta un débil clivaje de foliación en los niveles metabasálticos y un desarrollo de clivaje de crenulación en niveles metavolcanosedimentarios (Ortiz, 2016).

Las muestras restantes fueron recolectadas en afloramientos pertenecientes a la escama tectónica de la Unidad Alao-Paute cartografiada en el sector de Quilanga, al norte de la hoja de Las Aradas escala 1:50 000 (Figura 4.2F). Los afloramientos ubicados en este sector forman parte de la secuencia metavolcánica definida por Litherland et al., (1994) y su exposición está restringida por el sistema de fallas Las Aradas, que sirve de límite tectónico con volcánicos terciarios hacia el oeste y la Unidad Chigüinda hacia el este. Litológicamente se reconocen esquistos verdes y metavolcánicos de color verde a gris verdoso, acompañados localmente por niveles de metapelitas color gris, con esquistosidad marcada (INIGEMM, 2016c). Las rocas verdes que afloran en este sector están fuertemente deformadas y presentan rasgos iniciales de texturas miloníticas y estructuras S-C de cinemática dextral (Litherland et al., 1994).

La totalidad de las muestras de mano obtenidas presentan una coloración gris verdoso y muestran texturas relictas y estructuras masivas, donde se aprecia claramente la conservación de algunas características originales de la roca (Figura 4.2B, D). En algunas muestras de mano se observan escasos fenocristales alterados de minerales máficos y plagioclasa que sobreviven en una matriz formada por clorita y epidota. Es bastante común venas de calcita y cuarzo. Las texturas relictas a veces son afáníticas por lo que identificar a simple vista la composición mineralógica, es complicado. La débil foliación que presentan solo se identifica por la ligera orientación de algunos de sus componentes minerales y es más evidente en rocas obtenidas en la hoja de Las Aradas escala 1:50 000.

Análisis microscópico

El análisis microscópico realizado sirvió para determinar la composición mineralógica de rocas que por su textura y tamaño de grano, resultó infructuoso la identificación de minerales en muestra de mano. La mayoría de observaciones obtenidas en el análisis microscópico confirman las observaciones macroscópicas. Las composiciones y asociaciones minerales se encuentran resumidas en la tabla 4.2

Tabla 4.2 Composición mineralógica resumida de las muestras de metavolcánicos. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.

MUESTRA	TEXTURA	PI	Tr-Act	Bt	Czo-Zo	Chl	Qz	Ep	Cc	Ms	Opacos	LITOLOGÍA
CO-012	Intergranular	48	12	13	9	9			5	2	2	Metabasalto
CO-017	Intergranular	44	20	23	7	5					1	Metabasalto
CO-024	Intergranular	35	28	5	15	7			7		3	Metabasalto
DO-042	Porfídica	45	12	6	24		10				3	Metabasalto
MV-002	Porfídica	30	26	2	25		15				2	Metandesita
MV-003B	Porfídica	81		14		5						Metandesita
MV-005	Porfídica	32	33	3	20	12						Metandesita
QD-014	Porfídica	52		8		25		12			3	Metandesita
QD-040	Porfídica	15	39		28	12	4				2	Metabasalto

En rasgos generales, todas las microtexturas observadas en lámina delgada son relictas. Varían entre afírica, glomeroporfídica e intergranular, texturas típicas de rocas volcánicas básicas (Figura 4.3). Algunas muestras presentan textura porfidoblástica en donde la deformación es más marcada.



Figura 4.2 Imágenes representativas de afloramientos de metavolcánicos
(A) Bloque métrico de afloramiento de metandesitas, en la vía Loja-Zamora (UTM: 705816E; 9 558693N), hoja Loja Norte. **(B)** Detalle petrográfico del bloque de la foto A. Se observan fenocristales de plagioclasa en matriz cloritizada. **(C)** Afloramiento de metabasaltos (UTM: 707 474E; 9 560 316N), hoja Loja Norte. **(D)** Textura de un canto rodado en la quebrada Zurita (UTM: 709220E; 9 561352N) hoja Loja norte. **(E)** Metavolcánicos que presentan débil foliación, (UTM: 705737E; 9 558440N), hoja Loja Norte. **(F)** Afloramiento de metabasaltos con marcada foliación (UTM: 676 715E; 9 518 832N) en la hoja de Las Aradas. Fotos tomadas de archivos fotográficos de INIGEMM (2016b), INIGEMM (2015c) y Ortiz (2016).

Microestructuralmente se identifica un desarrollo muy pobre de foliación resultado de la incipiente orientación preferencial de componentes finogranulares (microlitos de plagioclasa) y minerales micáceos. En las muestras MV-003B y QD-014 se observan texturas cataclásticas y se identifica esquistosidad espaciada y la formación de microlitones (Figura 4.3D). Algunos porfidoblastos denotan una cinemática dextral y sinistral producto de zonas de cizalla locales. Los fenocristales relictos están rodeados por una matriz fina formada por microlitos automorfos de plagioclasa, láminas finas de biotita-clorita y cristales aciculares de actinolita.

Como fenocristal, la plagioclasa alcanza hasta 500 μm y corresponde a variedades entre labradorita-andesina. Generalmente son cristales subhedrales y tabulares con clara macla de Carlsbad. Los cristales de mayor tamaño presentan inclusiones de biotita. Es común observar porfidoblastos/fenocristales de plagioclasa reemplazados totalmente por clinzoisita y zoisita. En varias muestras los fenocristales forman agregados o glomérulos, siendo acumulaciones localizadas y esporádicas (Figura 4.3A, F).

El anfíbol presente en todas las muestras corresponde a actinolita, que se presenta como cristales incoloros aciculares y fibrosos de birrefringencia moderada-fuerte con orientación preferencial. Forman mayoritariamente la matriz de las muestras junto a biotita (Figura 4.3). Rara vez, cristales de mayor tamaño se disponen radialmente a los fenocristales o es uno de ellos. En muestras con textura relictiva intergranular, la actinolita-tremolita posiblemente sea producto del metamorfismo y descomposición del piroxeno que ocupaba el espacio entre cristales de plagioclasa.

Cristales finos de biotita forman parte de la matriz asociados a actinolita-tremolita y rara vez se presenta como fenocristales de color pardo y birrefringencia fuerte. La biotita de la matriz, es producto del metamorfismo de cristales finogranulares de piroxeno. A veces, reemplaza parcialmente los bordes de fenocristales. En la muestra DO-042 aparece como fenocristal.

La clinzoisita y zoisita aparecen siempre como cristales prismáticos alargados (a veces xenomorfos) de birrefringencia azulada, alterando a porfidoblastos y/o

reemplazándolos completamente (Figura 4.3A, E, F). Algunos cristales prismáticos alargados forman parte de la matriz y son un componente minoritario de esta. Los hábitos cristalinos conservados de algunos porfidoblastos sugerirían que la clinozoisita y la zoisita son producto de metamorfismo prógrado de piroxenos y hasta olivino como reporta Ortiz (2016) en su estudio microscópico.

Otro mineral abundante es la clorita, de color verdoso y birrefringencia anómala, mineral que aparece en casi todas las muestras. Es un componente importante en la matriz y aparece como alteración de la biotita y como parches reemplazando total o parcialmente a fenocristales de plagioclasa. A veces la matriz solo está formada por este mineral, como en la muestra QD-014 donde forma bandas lentiformes que envuelven a los microlitones (Figura 4.3D).

El cuarzo está presente en solo tres muestras. Es anhedral y forma agregados poligonales-granoblásticos rellenando cavidades alargadas y deformadas en metabasaltos de microestructura amigdaloides. Porcentajes importantes de calcita rellenan vetillas milimétricas premetamorfismo que atraviesan la roca y venas deformadas subparalelas a la foliación principal. Los minerales opacos son muy escasos y corresponden a cristales finos y xenomorfos de magnetita dispersos en la matriz.

Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito

La principal asociación mineral identificada en la mayoría de muestras es plagioclasa+actinolita+clorita+clinozoisita±biotita, recalando que la plagioclasa podría corresponder a composiciones más básicas que albita debido al bajo grado de metamorfismo y su reemplazamiento total por minerales del grupo de la epidota (saussuritización?).

A pesar de la ausencia de porcentajes de plagioclasa sódica y muy bajos porcentajes de moscovita, (mineral diagnóstico) la asociación mineral observada correspondería a facies de esquisto verde. El único mineral micáceo presente en estas rocas es la biotita-clorita. Según Spear (1995) y Bucher y Grapes (2011), la mica blanca es reemplazada por primera vez por biotita de color verde en la mitad de facies de esquisto verde, aproximadamente a los 400 °C.

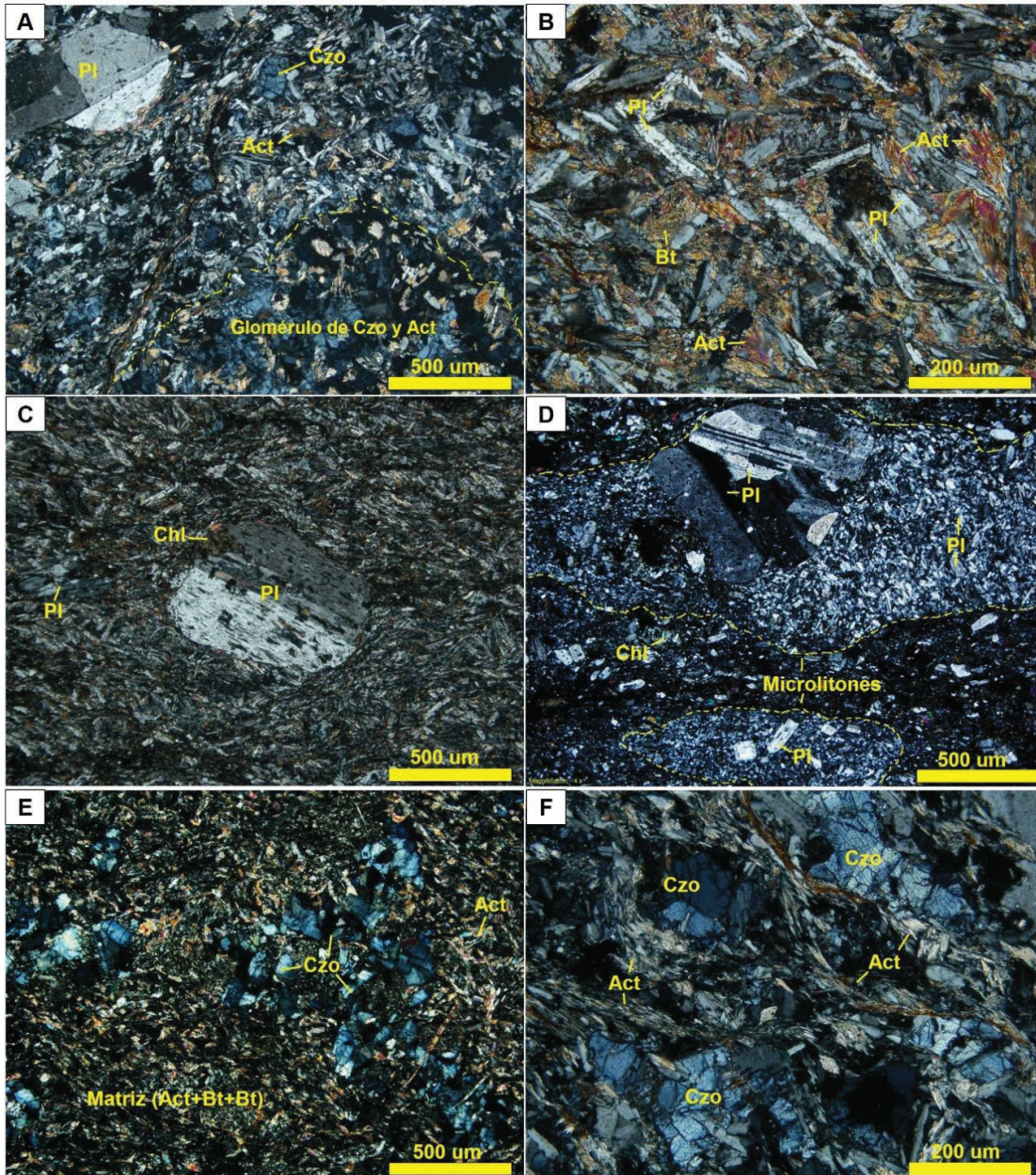


Figura 4.3 Microfotografías del litotipo metavolcánicos

(A) Textura glomeroporfidica relicta en metandesita. Matriz formada por plagioclasa y actinolita. Muestra CO-024. Aumento 4x. Luz polarizada. (B) Textura intergranular en metabasalto. Entre microlitos de plagioclasa aparece biotita y actinolita. Muestra CO-017. Aumento 10x. Luz polarizada. (C) Porfidoblasto de plagioclasa en matriz formada por clorita, actinolita y microlitos de plagioclasa. Muestra CO-012 Aumento 4X. Luz Polarizada. (D) Microlitones en textura cataclástica, formados por plagioclasa en matriz clorítica, en una metaandesita. Muestra QD-014. Aumento 4x. Luz polarizada. (E) Porfidoblastos de piroxeno? reemplazados totalmente por clinzoisita azulada, rodeados por matriz de actinolita y clorita, en metabasalto. Muestra QD-039. Aumento 4x. Luz polarizada (F) Porfidoblastos alargados de clinzoisita rodeados por matriz de cristales orientados de actinolita y clorita en metandesita. Muestra CO-024. Aumento 10x. Luz polarizada

Si bien, las características texturales y mineralogía de todas las rocas denotan condiciones de metamorfismo de grado bajo, las rocas pertenecientes a la escama tectónica de la Unidad Alao-Paute cartografiada en la hoja de Las Aradas, presentan mayor grado metamórfico y mayor deformación (Figura 4.3F).

En dichas rocas es evidente la transformación metamórfica de piroxeno a actinolita y biotita en texturas intergranulares. De igual manera, la esquistosidad es más marcada y se observa la formación inicial de porfidoblastos de minerales máficos reemplazados por clinozoisita. Sin embargo, en algunas muestras de Loja Norte, se observan bandas de deformación y microlitones, producto de esquistosidad espaciada. Con respecto al protolito, las características texturales y mineralogía sugerirían un protolito basáltico para las rocas de la zona de las Aradas; y basáltico andesítico para las rocas de la hoja Loja Norte.

4.1.2 METAINTRUSIVOS

Relaciones de campo y observaciones macroscópicas

La distribución de las muestras de este litotipo se concentra en la hoja de Loja Norte, estudiada con escaso detalle por Litherland et al. (1994). INIGEMM (2015b), logró identificar nuevos cuerpos intrusivos de dimensiones importantes (2km² hasta 10km²) ubicados en el sector nororiental de la ciudad de Loja (Figura 4.1). En general, fueron descritos como cuerpos de composición granodiorítica, altamente deformados (Figura 4.4C) por posibles fallas regionales y que intruyen a la secuencia paleozoica de la Unidad Chigüinda.

Además, a este litotipo pertenece una muestra recolectada en el sector norte de la hoja de Las Aradas escala 1:50 000 y que fue obtenida de la escama tectónica de la Unidad Alao-Paute, cartografiada en por Litherland et al. (1994), en este sector. Dicha muestra posee características petrográficas y texturales que no coinciden con las observadas en las rocas típicas de la unidad. La muestra fue obtenida de un cuerpo emplazado concordantemente en niveles metavolcánicos de la secuencia (Figura 4.4D). De igual manera, en la descripción petrográfica de este litotipo se incluye una muestra de un sill (Figura 4.4A) perteneciente a la Unidad Quebrada El Volcán (Ortiz, 2016).

Una muestra pertenece a esporádicos cuerpos máficos y deformados identificados en la hoja de Vilcabamba, que intruyen a gneises de la Unidad Sabanilla y que fueron descritas como pegmatitas post-tectónicas. Por otro lado, una muestra pertenece a una escama tectónica de dimensiones reducidas, cartografiada en la esquina noreste de la hoja de Las Juntas (Figura 4.1) e incluida previamente en la Unidad Tres Lagunas por Litherland et al. (1994). La muestra pertenece a una secuencia de metadioritas y esquistos verdes con alto grado de deformación (Figura 4.4B). Fue descrita por INIGEMM (2016a) como un cuerpo plutónico metamorfizado, y no como una secuencia metamórfica.

Macroscópicamente, todas las muestras de mano analizadas presentan un color gris verdoso a gris oscuro, y presentan en general, texturas relictas (faneríticas), granoblásticas hasta porfidoblásticas de grano grueso a fino. Microestructuralmente presentan claros planos de esquistosidad definidos por

minerales aciculares-micáceos, entre los cuales se desarrollan porfidoblastos de hasta 5mm y espejos de falla. En algunas muestras es evidente el metamorfismo dinámico al que fueron sometidas. Mineralógicamente, predomina la plagioclasa. La fase máfica está representada por anfíbol (de hasta 2cm en muestras de grano grueso) junto a biotita, que la mayoría de veces se presentan como agregados o individuos con orientación preferencial. A parte de biotita, un mineral micáceo importante es la moscovita/sericita que se presenta en agregados junto a ésta.

Análisis microscópico

Gracias al análisis microscópico se pudo determinar grandes contrastes en la composición mineralógica y características texturales entre las rocas de este litotipo, definidas por varios tipos de metamorfismo y composición del posible protolito. Las fases asociaciones y minerales cuantificadas en este litotipo, se encuentran resumidas en la tabla 4.3.

Tabla 4.3 Composición mineralógica de las muestras de metaintrusivos. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.

MUESTRA	TEXTURA	Pl	Hbl	Act	Bt	Czo-Zo	Ttn	Qz	Chl	Ser	Ep	Kfs	Px	Oi	Op	NOMBRE
CO-016	Hipidiomórfica	22	5	30	7	28			5	2					1	Metagabro
DO-013	Cataclástica	36		42	12	10										Metagabro
DO-039A	Milonítica	30	15		5	2		18	14	16						Metagranodiorita
DO-040	Milonítica	36						26	10	26					2	Metacuarzodiorita
DO-041	Milonítica	24						25	8	23	5	15				Metacuarzodiorita
GA-021A	Intergranular	32	12						5				46	5		Dolerita
JPJ-023A	Cataclástica	28	20	5	9	10	4	7	7		6	2			2	Metadiorita
OC-024B	Cataclástica	24	10	9	20	3		10	12			6			3	Metadiorita

Generalmente, las muestras presentan microtexturas relictas, hipidiomórficas y particularmente cumuláticas (CO-016). Las variedades más deformadas exhiben microtexturas cataclásticas hasta miloníticas (Figura 4.5). Todas las muestras analizadas presentan microestructura esquistosa donde los planos de foliación están marcados por los minerales micáceos/aciculares y entre los cuales se desarrollan porfidoclastos pre-cinemáticos. Adicionalmente, se logró identificar la presencia de sombras de presión y mica-fish en las variedades que presentan mayor deformación (Figura 4.5F). Estos marcadores cinemáticos indican, en su mayoría, un sentido dextral del movimiento.



Figura 4.4 Imágenes representativas de metaintrusivos
(A) Cuerpo de metadiorita en la quebrada El Volcán, hoja de Loja Norte (UTM: 698 224E; 9 568 893N). **(B)** Esquistos verdes y metadioritas altamente deformados, aflorando en la hoja de Las Juntas (UTM: 721 470E; 9 593 331N). **(C)** Estructura ligeramente foliada en cuerpos metagranodioríticos (UTM: 713 038E; 9 568 209N) en la hoja de Loja Norte. Se observan fenocristales de plagioclasa elongados y deformados en matriz de clorita. **(D)** Afloramiento de rocas metaintrusivas y metavolcánicas en la Unidad Alao-Paute, escama cartografiada en la hoja de Las Aradas (UTM: 676 651E; 9 515 193N). Fotos tomadas de archivos fotográficos de INIGEMM (2016a), INIGEMM (2015b) e INIGEMM (2015c).

La fase mineral constante en todas las muestras es la plagioclasa. Su composición varía desde labradorita hasta andesina-albita. En la muestra CO-016, se presentan como cristales tabulares con macla de Carlsbad, mientras que en las demás presenta macla polisintética. Los cristales de plagioclasa presentan límites cristalinos recrystalizados en contacto con individuos de la misma especie y con clinozoisita (Figura 4.5A). Puede presentarse como inclusiones desarrolladas en cristales de anfíboles de gran tamaño. En las muestras que presentan mayor deformación, forma porfidoclastos fracturados con bordes angulosos-dentados. Algunos presentan recrystalización hacia los bordes. En texturas cataclásticas, es común que formen agregados finogranulares y granoblásticos junto al cuarzo, producto de recrystalización dinámica (Figura 4.5D).

Altos porcentajes de actinolita-tremolita fueron cuantificados en varias muestras. Se presentan como cristales automorfos, incoloros a verdosos, de grano fino hasta grano grueso (algunos cristales que superan el 1 cm). En los individuos más grandes hospedan inclusiones euhedrales de plagioclasa cálcica. Aparecen también acomodados en microfracturas internas de porfidoblastos y asociados a biotita, forman agregados orientados que rodean a los mismos (Figura 4.5B). En las muestras OC-024B y JPJ-023B domina la hornblenda con variaciones de coloración hacia los bordes (Figura 4.5D). En estas muestras es común cristales de hornblenda relictos y xenomórfica asociados íntimamente a biotita. Los bajos porcentajes de actinolita observados en estas dos muestras, posiblemente son producto de metamorfismo de la hornblenda o piroxeno. En variedades miloníticas, el anfíbol no parece conservarse o es completamente reemplazado por clorita (Figura 4.5F).

Entre los minerales del grupo de la epidota, la clinozoisita aparece como la más dominante en este litotipo. Se la identifica como cristales prismáticos de birrefringencia azulada y anómala. La mayoría de las veces reemplaza totalmente a cristales de plagioclasa, sugiriendo una composición cálcica de ésta (conservan ocasionalmente las maclas de este mineral) (Figura 4.5A). Como agregados xenomórficos aparecen en espacios intersticiales de cristales recrystalizados de feldespato. Se encuentran también, reemplazando completamente a cumulos relictos formados por plagioclasa y minerales máficos (Figura 4.5C). En menor

porcentaje, se presenta como parches xenomórficos alterando parcialmente a porfidoblastos. Además, individuos finogranulares acompañan a clorita y plagioclasa formando la matriz fina en rocas de textura cataclástica.

Por lo general, la biotita se presenta como cristales alargados de birrefringencia fuerte, formando intercrecimientos con actinolita (Figura 4.5B) y hornblenda. En muestras de textura milonítica forma mica-fish dextrales (Figura 4.5F) y está completamente reemplazada por clorita. Además, envuelve cristales relictos y porfidoblastos de plagioclasa y anfíbol.

Los porcentajes de cuarzo cuantificados en muestras de este litotipo están restringidos a rocas de textura cataclástica y milonítica. El cuarzo forma parte de la matriz fina de estas muestras. Ocasionalmente, se presenta como porfidoblastos alargados, elongados y con extinción ondulatoria. Forma también, agregados de cristales anhedrales y textura granoblástica junto a plagioclasa y feldespato de potasio, resultado de recristalización dinámica (Figura 4.5D-F).

La clorita está presente en todas las muestras. Aparece como alteración de fases máficas, especialmente biotita. La clorita observada presenta color verdoso y birrefringencia anómala de color marrón verdoso. Son cristales fibrosos, que rodean a porfidoclastos e individuos rotos/fracturados de plagioclasa. Se acomoda en microfracturas y alrededor de los cristales de mayor tamaño. En las rocas de textura milonítica forma mica-fish dextrales, donde al parecer es alteración de biotita y sericita (Figura 4.5D-F).

Al igual que el cuarzo, la sericita está restringida a rocas de textura milonítica, donde forma bandas finas que marcan la esquistosidad de las rocas (Figura 4.5F). Cristales finos de sericita aprovechan fracturas en cristales de feldespato y los reemplazan completamente. Además, es componente principal de la matriz de estas rocas junto a cuarzo y clorita.

Porcentajes muy bajos de titanita fueron cuantificados en solo una muestra (JPJ-023A). De igual manera, agregados basales de turmalina están presentes en una sola una muestra (OC-024B). Dichas fases minerales no llegan al 5% del total. Los escasos minerales opacos observados corresponden a cristales

subidioblásticos de piritita que a veces generan sombras de presión de clorita y porfidoblastos de cinemática dextral.

Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito

Los ensamblajes minerales observados en las secciones delgadas de este litotipo, son típicos de metamorfismo en facies de esquisto verde. La paragénesis plagioclasa+clorita+biotita+actinolita±clinozoisita es constante en rocas que muestran dominante metamorfismo regional (CO-016 y DO-013).

La actinolita presente en estas secciones delgadas se formó por metamorfismo de piroxenos y hornblenda. En la muestra CO-016 se logra apreciar algunos cristales relictos de piroxeno en pleno proceso de transformación a actinolita (Figura 4.5C). Además, las acumulaciones masivas de clinozoisita identificados en esta muestra, probablemente sean producto del metamorfismo/alteración de cumulos formados por plagioclasa cálcica y piroxeno (algunos cristales de clinozoisita conservan maclas de plagioclasa).

En la muestra DO-013, el anfíbol (actinolita-tremolita) se acomoda en microfracturas y se acumula progresivamente en estas, formando agregados decusados que envuelven cristales de plagioclasa cálcica y actinolita, junto a biotita (Figura 4.5B). Sin embargo, en las muestras restantes predomina el metamorfismo dinámico. En rocas de texturas cataclásticas, es común el fracturamiento de los componentes principales que produce fragmentos de granos angulosos con fuerte deformación intracristalina y extinción ondulatoria (Figura 4.5D, E) (Passchier y Trouw, 2005). Además, se observan claramente bordes dentados y recristalizados en cristales de plagioclasa, evidencias de procesos de recristalización dinámica, así como también, la generación de agregados de cristales anhedrales elongados de plagioclasa y albita. Estos rasgos deformacionales serían producto de fracturamiento frágil y flujo cataclástico desarrollado en temperaturas menores a 400 °C (Passchier y Trouw, 2005).

En contraste, el desarrollo de texturas miloníticas en las muestras DO-039A (Figura 4.5F), DO-040 y DO-041, indicaría condiciones de alta presión. En estas rocas, La esquistosidad está muy bien marcada y es definida por sericita. Son

comunes micafish de cinemática dextral y sombras de presión de la misma cinemática.

En este tipo de metamorfismo no sobreviven las fases máficas y son reemplazadas completamente por clorita y sericita. Este último mineral, también forma micropliegues de acomodación y aparece entre microfracturas de porfidoblastos de feldespato. Se discutirá más adelante el origen del metamorfismo dinámico en estas rocas. Con respecto al protolito, la presencia de cumulos máficos (Figura 4.5C) relictos podría ser indicativo de protolito gabroico o ultramáfico (Winter, 2014) en la muestra CO-016. Por el alto grado de deformación en rocas miloníticas, es complicado estimar la composición del protolito, pero por la composición mineralógica observada en secciones delgadas se podría estimar una composición intermedia para las rocas metaintrusivas de la hoja de Loja Norte. Estas estimaciones se corroborarán en el subcapítulo de Geoquímica

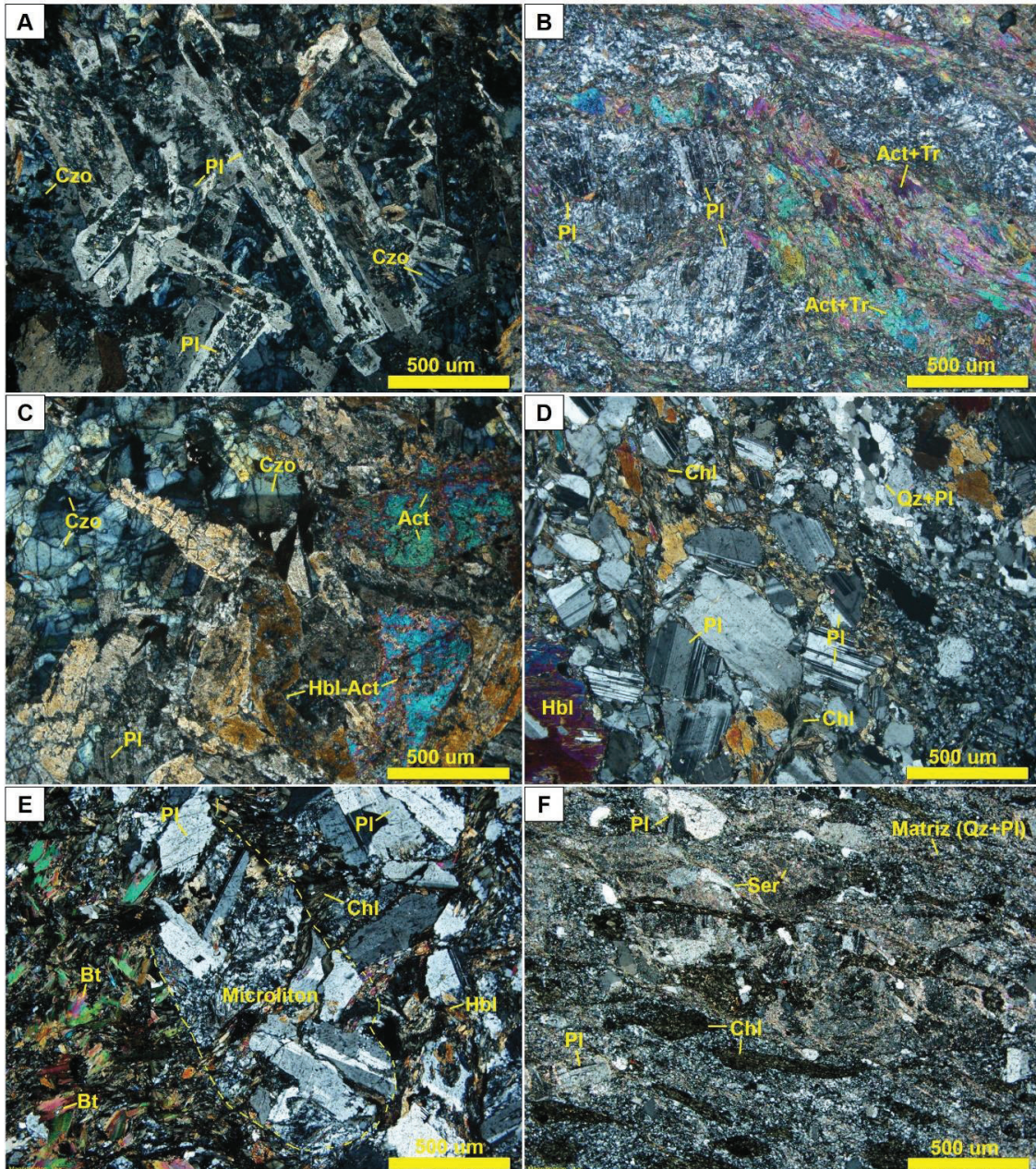


Figura 4.5 Microfotografías de litotipo metaintrusivos

(A) Cristales tabulares de plagioclasa con bordes recrystalizados, entre los cuales aparece clinozoisita azulada. Muestra CO-016. Aumento 4x. Luz polarizada. (B) Cristales fracturados de plagioclasa rodeados por agregado acicular de tremolita-actinolita. Muestra DO-013. Aumento 4x. Luz polarizada. (C) Cristales gruesos de hornblenda y actinolita en textura panidiomórfica relicta. Muestra CO-016. Aumento 4x. Luz polarizada. (D) Cristales fracturados de plagioclasa rodeados por un agregado recrystalizado de cuarzo-albita en textura cataclástica. Muestra JPJ-023A. Aumento 4x. Luz polarizada. (E) Microlitón formado por plagioclasa rodeado de agregado de biotita y cristales dispersos de hornblenda. Muestra OC-024B. (F) Micafish dextrales de clorita en muestra en matriz fina de cuarzo y plagioclasa en textura milonítica. Muestra DO-039. Aumento de 4x. Luz polarizada.

4.1.3 ESQUISTOS

Relaciones de campo y observaciones macroscópicas

Varias muestras fueron obtenidas de afloramientos esporádicos y restringidos a la hoja de Loja Norte, al noreste y norte de la ciudad de Loja (Figura 4.1). Dichas ocurrencias nunca fueron reportadas en estudios previos y probablemente fueron omitidas o incluidas en las secuencias paleozoicas de Agoyán y Chigüinda o en la Unidad Monte Olivo del triásico; esta última inferida en este sector por Litherland et al., (1994). Posteriormente, fueron identificadas, cartografiadas y asignadas a la Unidad Monte Olivo, por INIGEMM (2016b). Los afloramientos pertenecen a cuerpos métricos y escamas tectónicas mapeables de 10 m hasta 500 m que se encuentran emplazados en forma concordante a la esquistosidad principal de las rocas adyacentes. Los afloramientos ubicados al noreste de la ciudad de Loja, presentan un alto grado de meteorización (Figura 4.6E). En este sector, el contacto con la roca caja es transicional y paquetes de esquistos cloríticos se alternan con secuencias de esquistos biotíticos, filitas y cuarcitas. El grado de deformación observado en las rocas de varios afloramientos es bastante alto y presentan el desarrollo de un clivaje de foliación (S_1) afectado por un clivaje de microcrenulación (S_2) que a veces genera pliegues en Z. En otras localidades, se presentan como cuerpos tabulares emplazados concordantemente a paquetes métricos de esquistos micáceos de la Unidad Agoyán que presentan solo el desarrollo de un clivaje de foliación (S_1). En el análisis petrográfico de este litotipo, ha sido incluida una muestra perteneciente a los niveles meta-volcanosedimentarios de la Unidad Quebrada El Volcán (Figura 4.6A, B).

Todas las muestras de mano presentan una coloración verdosa a gris verdoso. Es evidente la textura lepidoblástica y estructuras esquistosas a microcrenuladas (no constante) definidas por los minerales micáceos. Algunas rocas presentan bandeamiento mineralógico-composicional (posible $S_0?$). Mineralógicamente, están formadas principalmente por una matriz fina de clorita, porfidoblastos de plagioclasa, cuarzo anhedral y cristales finos de biotita-moscovita. En varias muestras de mano se logra identificar finos cristales aciculares orientados de anfíbol negro sobre los planos de esquistosidad y formando bandas composicionales junto a plagioclasa. A veces contienen cristales idiomorfos de

magnetita y sulfuros de hasta 3mm incrustados entre planos de esquistosidad. En algunas muestras llama la atención la presencia de acumulaciones y agregados radiales de cristales de hasta 5 mm de turmalina negra entre planos de esquistosidad.

Análisis microscópico

Bajo microscopio, las rocas de este litotipo muestran texturas lepidonematoblasticas - porfidoblasticas y microestructuras esquistosas afectadas por un clivaje subpenetrativo a penetrativo de microcrenulación (S_2). Además, se logró identificar en algunas muestras micropliegues en Z, micafish y porfidoblastos de cinemática dextral y microboudines. Al parecer, en varias muestras se conservan los planos de estratificación (S_0 ?) y están expresados por la alternancia bandas composicionales milimétricas formadas por cuarzo-albita-epidota y actinolita-clorita-biotita-moscovita (Figura 4.7). La composición mineralógica de las muestras de este litotipo se encuentra resumida en la tabla 4.4.

Tabla 4.4 Composición mineralógica de las muestras de los esquistos. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.

MUESTRA	TEXTURA	Act	Pl	Bt	Qz	Ser	Chl	Ep	Turm	Czo-Zo	Cc	Grt	Ttn	Op	LITOLOGÍA
DO-016A	Lepidonematoblástica	26	22	18	3	5	6			15	3		2		Esquisto de Bt-Act
DO-018	Porfidolepidoblástica	24	15	8	5	7	16	18			4			3	Esquisto de Chl-Act-Ep
DO-022B	Nematolepidoblástica	22	15	13	5	4	14	12	7					8	Esquisto de Chl-Act
DO-034A	Nematolepidoblástica	25	24	10	15	5			2	15		4			Esquisto de Pl-Act
DO-034B	Lepidoblástica	12	26		26		30	6							Esquisto clorítico
MV-006	Lepidoblástica	10	15		8	25	15	15	12						Esquisto de Chl-Ep
QD-005	Lepidonematoblástica	15	23	32	20	8								2	Esquisto de Bt-Act
OC-024A	Lepidoblástica	52	5			25							15	3	Esquisto de Ms-Act

La actinolita es el mineral más abundante y está presente en todas las muestras. Se presenta como cristales aciculares incoloros a verdosos de birrefringencia moderada-fuerte. Forman la parte fina junto a clorita, biotita y moscovita. Los agregados están formados por cristales aciculares de orientación preferencial que rodean a porfidoblastos y que definen, junto a los minerales micáceos, la esquistosidad de la roca. En la mayoría de los casos, la actinolita cuantificada forma bandas composicionales en alternancia con acumulaciones lenticuladas de albita y cuarzo. En la muestra DO-034A (Figura 4.7A) los cristales de actinolita alcanzan dimensiones de hasta 1-2 mm.

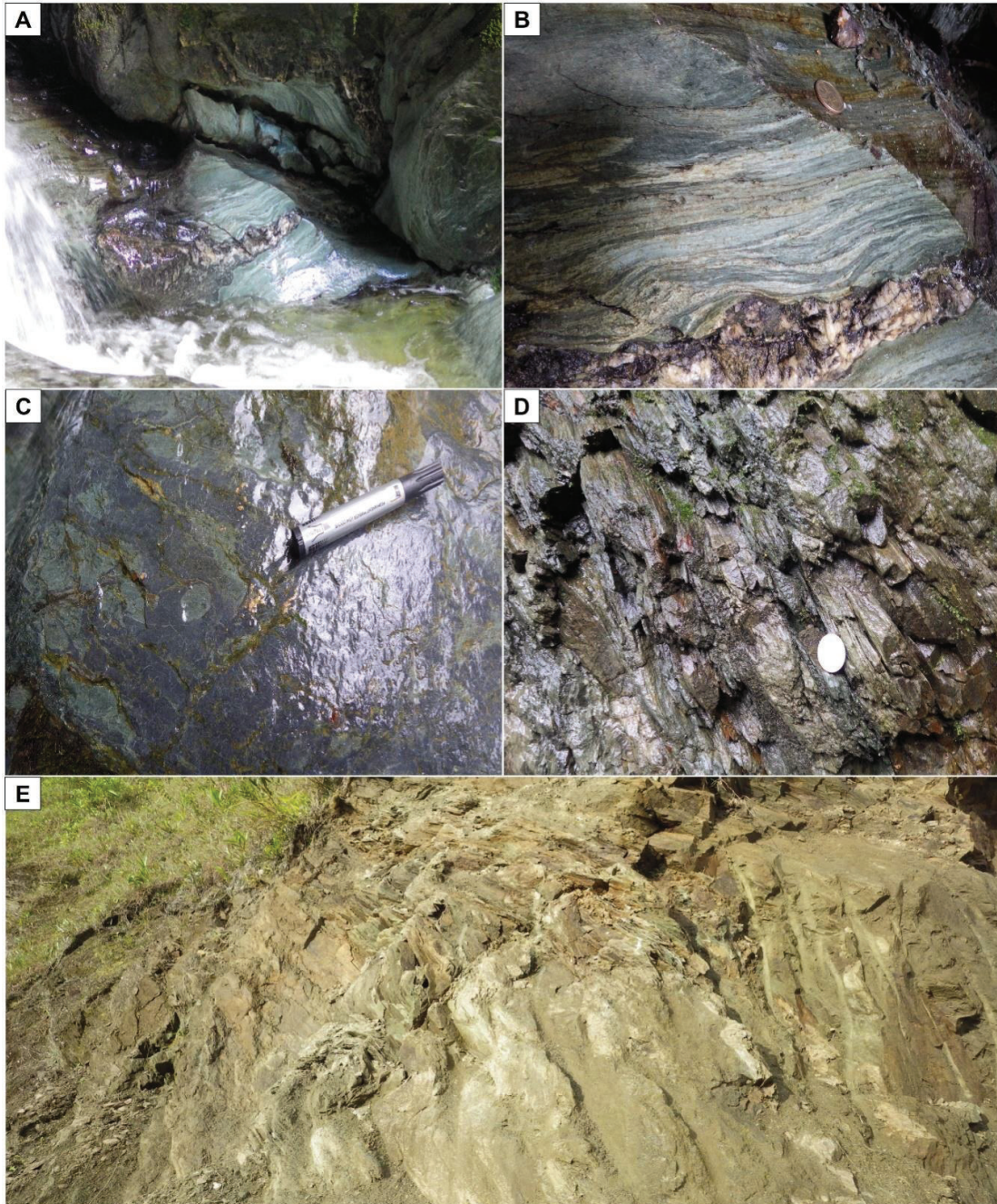


Figura 4.6 Imágenes representativas de afloramientos de esquistos
(A) Intercalación de esquistos cloríticos y anfibolíticos en la quebrada El Volcán, en contacto transicional con filitas de la Unidad Chigüinda (UTM: 707 474E; 9 560 316N), hoja Loja Norte. **(B)** Detalle del bandeamiento composicional del afloramiento de la foto A. Las bandas más claras están formadas por plagioclasa **(C)** Textura de un esquistos verde en la quebrada El Volcán (UTM: 703 752E; 9 563 204N), hoja Loja Norte **(D)** Niveles de esquistos de actinolita en quebrada (UTM: 702 127E; 9 9 567 588N) hoja Loja Norte. **(E)** Afloramiento fuertemente deformado y meteorizado de esquistos biotíticos y esquistos cloríticos con turmalina, (UTM: 709 889E; 9 573 229N). Fotos tomadas de archivos fotográficos de INIGEMM (2015b) y Ortiz (2016).

La composición de la plagioclasa no pudo ser determinada por la ausencia de maclas, pero al parecer se trata de albita anhedral/xenomórfica que se presenta siempre asociada al cuarzo en bandas lenticuladas de textura granoblástica/mosaico. En la muestra DO-018 (Figura 4.7B), la plagioclasa también aparece como porfidoblastos pre-tectónicos de formas tabulares con macla de Carlsbad. Adicionalmente, estos porfidoblastos se encuentran recristalizados en agregados anhedrales del mismo mineral o se encuentran microfallados. La textura observada en los porfidoblastos es producto de procesos de metamorfismo dinámico de cinemática mayoritariamente dextral, sin embargo se identifican porfidoblastos de cinemática sinistral.

La biotita aparece como cristales tabulares pardos-pleocroicos de birrefringencia moderada a fuerte. Está íntimamente asociada a la actinolita y aparece siempre en intercrecimientos de estos dos minerales. En las muestras DO-016A y QD-005 (Figura 4.7C), la biotita forma acumulaciones/agregados de textura decusada de apariencia lentiforme, donde se asocia también con moscovita. En las demás muestras se presentan como cristales muy finos que forman bandas orientadas junto a actinolita y clorita. Es un componente minoritario en la matriz de las rocas de grano más fino, donde predomina la clorita y la actinolita. En la muestra DO-018 se identificaron micafish de biotita-clorita.

La clorita se presenta como agregados escamosos xenofórmicos, de color verdoso y de birrefringencia anómala parda. En general, son cristales finos asociados a la biotita y actinolita, junto a las cuales forman mayoritariamente la parte más fina de las rocas. Además, la clorita aparece formando micafish, rellenando sombras de presión y acumulándose en las charnelas de micropliegues junto a actinolita. Podría ser producto del metamorfismo retrógrado de la biotita. En la muestra DO-034B es componente principal alcanzando casi el 50% del total (Figura 4.7D).

Con respecto a los minerales del grupo de la epidota, la variedad que está presente en un mayor porcentaje es la epidota. Ésta se presenta como cristales automorfos-prismáticos, verdosos, débilmente pleocroicos y de birrefringencia fuerte. Forma agregados granoblásticos elongados junto a cuarzo-albita anhedral. Los cristales de epidota bien formados podrían ser el resultado de la conservación del hábito de cristales de la roca original (Figura 4.4E). En las demás muestras,

domina la clinozoista-zoisita, que se presenta como cristales subhedrales de birrefringencia anómala azulada y que forman agregados finogranulares asociados a plagioclasa, producto de la alteración de ésta.

El mineral accesorio más importante identificado en la mayoría de muestras es turmalina. Se presenta como individuos prismáticos ditrigonales y cristales basales triangulares. Generalmente la turmalina es automorfa y presenta una clara zonación pleocroica. Son envueltos por la matriz fina y forman microboudines ubicados entre planos de esquistosidad, definida por actinolita-biotita-clorita (Figura 4.7F).

Escasos porcentajes de granate han sido identificados en una sola muestra (DO-034A). Son cristales finogranulares que no superan los 100 μm (Figura 4.7A). Aparecen aislados rodeados de actinolita y presentan hábito pseudo hexagonal y relieve alto. Otro mineral que aparece en porcentajes ínfimos es titanita xenomorfa presente en una sola muestra (DO-016A). En la muestra DO-018, se cuantifican porcentajes importantes de pirita y magnetita (Figura 4.7E). Se presentan como cristales idioblásticos que forman agregados masivos finos acumulados en venas y vetillas acomodadas entre los planos de esquistosidad. En esta muestra, algunos cristales de magnetita alcanzan los 500 μm . Al igual que los minerales opacos, la calcita aparece en venas deformadas y espacios rellenados paralelos a la esquistosidad.

Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito

Las rocas de este litotipo están formadas modalmente por minerales de asociaciones típicas de facies de esquistos verdes. La asociación mineral constante y presente en todas las secciones delgadas es plagioclasa (albita)+actinolita+clorita+biotita+cuarczo+epidota \pm turmalina \pm granate. La aparición de granate en una muestra (DO-034A) podría ser excepcional en esquistos verdes de protolito volcánico, ya que este mineral está restringido a únicamente a condiciones de alta presión, en facies de esquistos verdes (Spear, 1995; Bucher y Grapes, 2011). Sin embargo, por la mineralogía y características texturales, esta roca tendría un protolito volcanosedimentario.

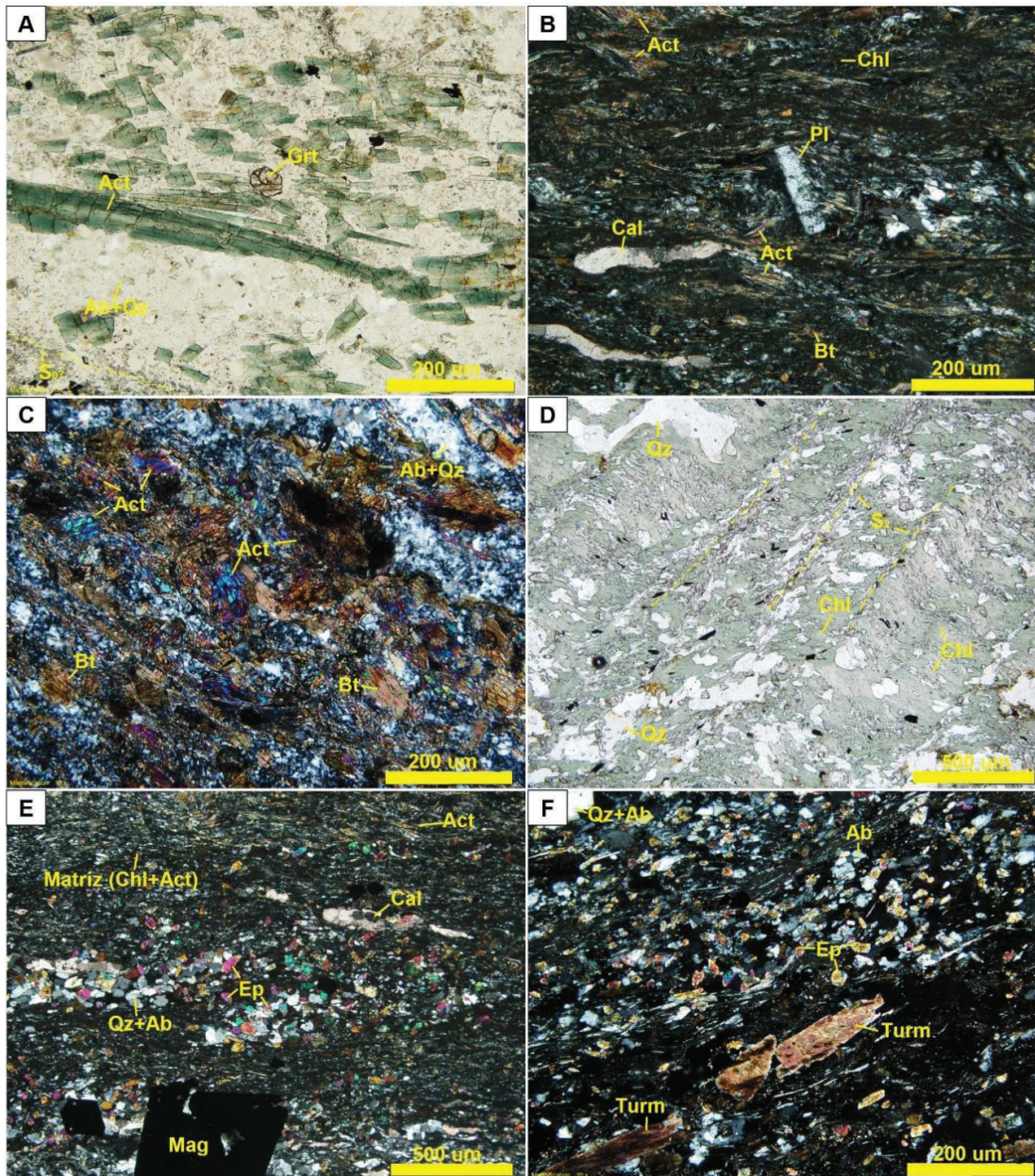


Figura 4.7 Microfotografías del litotipo esquistos verdes

(A) Cristal finogranular de granate, rodeado por actinolita verdosa, en bandas de cuarzo-albita. Muestra DO-034A. Aumento 10x. Luz Natural. (B) Porfidoblasto (sinestral) de plagioclasa, rodeado por matriz actinolítica-clorítica. Muestra DO-018. Aumento 10x. Luz polarizada. (C) Intercrecimiento de biotita y anfíbol. Muestra DO-016A. Aumento 10x. Luz polarizada. (D) Microcrenulación en esquistos cloríticos. Muestra DO-034B. Aumento 4x. Luz natural. (E) Acumulaciones de epidota y albita. Parte inferior cristal automorfo de magnetita. Muestra DO-018. Aumento 4x. Luz polarizada. (F) Cristales automorfos de turmalina y rotos entre planos de esquistosidad acompañados por cristales más finos de plagioclasa y epidota. Muestra DO-022. Aumento 10x. Luz polarizada.

El granate en este tipo de rocas formadas en condiciones de bajo grado metamórfico no es raro y aparece por primera vez, alrededor de los 400 °C (Bucher y Grapes, 2011). La turmalina identificada en la mayoría de muestras podría ser usada como evidencia de protolito sedimentario, sin embargo, la forma de los cristales de turmalina sugerirían un origen hidrotermal y no detrítico (Figura 4.7F).

Las evidencias en sentido microestructural y microtextural indican al menos dos eventos de deformación y metamorfismo. La esquistosidad principal marcada por minerales micáceos y aciculares (S_1) es afectada por un clivaje de crenulación simétrico y subpenetrativo (S_2). Puntualmente, se identifica hasta la generación de un replegamiento (S_3), sin embargo esta deformación ha sido observada en una muestra. Adicionalmente, estas evidencias de deformación están acompañadas por procesos de recristalización de cristales relictos de plagioclasa cálcica? en porfidoblastos de cinemática dextral y recristalización tipo bulging (Passchier y Trouw, 2005) entre límites de granos de albita y cuarzo. El material recristalizado, al parecer tiene una composición más sódica. Evidencias microtexturales del protolito, como la posible conservación del S_0 en varias muestras podrían corroborar un origen sedimentario (la muestra DO-018 muestra textura volcánica relictas). En contraste, la importante presencia de minerales productos del metamorfismo de componentes máficos, correspondería a rocas con aporte volcánico. La determinación final del protolito se detallará y se discutirá más adelante.

4.1.4 ANFIBOLITAS

Relaciones de campo y observaciones macroscópicas

En trabajos previos han sido descritas e incluidas dentro del Terreno Loja y designadas como Unidad Monte Olivo por su mayor extensión en el norte de la Cordillera (Litherland et al., 1994). Según Cochrane (2013) estas rocas guardan estrechas relaciones geoquímicas y geocronológicas con todas las anfibolitas del Complejo Metamórfico del Oro (Aspden et al., 1995), sin embargo comparten parcialmente características texturales y mineralógicas.

Las muestras obtenidas para este estudio provienen de cuerpos anfibolíticos emplazados e incluidos en el cinturón formado por la Unidad Sabanilla de edad Triásico. La mayor ocurrencia de estos cuerpos se da en la hoja de Valladolid escala 1:50 000 (Figura 4.1) con excepción de dos muestras obtenidas en la Unidad Tres Lagunas y la Unidad Chigüinda en la hoja de las Juntas y Las Aradas, respectivamente. Los cuerpos se identifican como diques o sills de dimensiones métricas (10-100m) emplazados concordantemente a la esquistosidad preferencial de las rocas y presentando un bajo grado de deformación.

En la Unidad Sabanilla la mayoría de veces se alternan con paquetes métricos de paragneises y ortogneises. Generalmente, las relaciones con las rocas caja son estrictamente concordantes sin ninguna evidencia de ser tectónicos (Figura 4.8). Sin embargo, una excepción se da en la hoja las Aradas escala 1:50 000 donde se cartografió un lente tectónico limitado por fallas entre el intrusivo de Portachuela, Unidad Tres Lagunas y Unidad Chigüinda (INIGEMM, 2016c). La presencia de serpentinitas y el alto grado de deformación observado en el afloramiento son atribuidos a la presencia de dichas estructuras tectónicas (Figura 4.8E).

A escala mesoscópica son rocas de color negro, de grano fino a medio, de textura nematoblástica y estructura esquistosa a gnéisica. Es común la presencia de segregación leucocrática y un claro bandeamiento composicional milimétrico hasta centimétrico (a veces discontinuo) formado por cristales idioblásticos de hornblenda oscura y plagioclasa anhedral a euhedral de color blanco (Figura

4.8D). Estas se alternan con bandas discontinuas de biotita entremezclada con hornblenda.

Análisis microscópico

Microscópicamente se observan microtexturas homogéneas, casi siempre definidas por las caras cristalinas de los componentes minerales más abundantes (Figura 4.9). Las microtexturas varían entre nematoblástica, granonematoblástica y granoblástica. Además, es evidente el microbandeamiento composicional no continuo, que por lo general es intermitente y lenticulado. Microestructuralmente presentan débil foliación y la esquistosidad (S_1) está marcada por la orientación de los cristales de anfíbol. En solo una muestra (RP-030) se observó desarrollo inicial de microcrenulación. Las composiciones minerales de las anfibolitas de este estudio son constantes y se encuentran resumidas en la tabla 4.5.

Tabla 4.5 Composición mineralógica de las muestras de las anfibolitas. Los valores numéricos están expresados en porcentajes estimados.

MUESTRA	TEXTURA	PI	Hbl	Act	Bt	Czo-Zo	Ttn	Qz	Chl	Ser	Px	Op	LITOLÓGÍA	
AG-012B	Nematoblástica	26	50			14	5					5	Anfibolita con Zo-Czo	
CO-104	Nematoblástica	37	26	13	5	3			11			5	Esquisto anfibólico	
CR-015B	Nematoblástica	13	68			4						12	3	Anfibolita con piroxeno
CT-017	Nematoblástica	56	40										4	Anfibolita
DC-006	Nematoblástica	39	46			2	5					6	2	Anfibolita con piroxeno
DC-011	Nematoblástica	40	50			5	5							Anfibolita
FC-007A	Nematoblástica	15	52		25	3			1				4	Anfibolita con biotita
GA-033	Nematoblástica	22	13			12		3		5				Anfibolita
HG-004	Nematoblástica	30	35	23			10						2	Anfibolita con actinolita
JG-005	Nematoblástica	28	62		5				3	5			2	Anfibolita
JPJ-023B	Granonematoblástica	28	56				7	9						Anfibolita
JT-001	Granonematoblástica	28	45		15		5						7	Gneis anfibolítico
RP-030	Nematoblástica	30	62				6						2	Anfibolita de grano fino
VQ-059	Granoblástica	45	30		8		8	2	2	4				Anfibolita con biotita
WS-015	Nematoblástica	32	56		5								7	Anfibolita

En todas las secciones delgadas el componente mayoritario es la hornblenda. Ésta casi siempre se presenta como cristales (100-900um) pseudo-hexagonales idioblásticos a xenomórficos de color pardo-verdoso, cuyo pleocroísmo y color varía hacia el núcleo de los cristales, denotando una posible variación composicional hacia los bordes (Fitz Gerald and Stünitz 1993; Stünitz 1993 en Passchier y Trouw, 2005).



Figura 4.8 Imágenes representativas de afloramientos de anfibolitas

(A) Foto de afloramiento 15 m formado por anfibolitas con clara foliación, en la hoja de Zumba (UTM: 698 924E; 9 451 81N) (B) Cuerpo de anfibolita emplazado en gneises de la Unidad Sabanilla en la hoja de Valladolid (UTM: 710 651E; 9 500 467N) (C) Evidentes planos de foliación en afloramiento de anfibolitas en la hoja de Yangana (UTM: 708 657E; 9 505 466N) (D) Detalle textural de muestra VQ-059. (E) Expresión geomorfológica del lente tectónico de esquistos anfibólicos, cartografiado en la hoja de Las Aradas (UTM: 687 343E; 9 505 161N). Fotos tomadas de archivos fotográficos de INIGEMM (2016e), INIGEMM (2016f) e (INIGEMM, 2016g)

En las muestras de grano más grueso y textura granoblástica, los cristales más grandes de hornblenda presentan textura poiquilítica con finas inclusiones de plagioclasa anhedral. En muestras recolectadas en el sur de la hoja Las Aradas escala 1:50 000 (CO-104) y en el norte de la hoja San Francisco de Vergel escala 1:50 000 (HG-004), coexisten dos tipos de anfíbol: actinolita y hornblenda (Figura 4.9B). La actinolita presente en estas muestras probablemente fue formada por metamorfismo retrógrado de hornblenda.

El principal mineral accesorio es la titanita que resalta rápidamente en el análisis microscópico y ha sido identificada en casi todas las muestras. En la mayoría de secciones aparece como cristales xenomorfos a subhedrales de color pardo, de relieve alto y birrefringencia extrema. Se presenta como cristales individualizados y dispersos que alcanzan porcentajes de hasta 10% de la composición modal. En la muestra JPJ-023B es posible observar coronas de reacción de esfena en cristales de ilmenita xenomorfa (Figura 4.9E, F). Esta textura coronítica es evidencia de reacciones de retrometamorfismo (Bohlen y Liotta, 1986).

Otro de los principales minerales accesorio es la biotita. Son comunes los cristales tabulares, alargados de color pardo y pleocroicos. Aparecen siempre intercrecidos con hornblenda y al parecer en evidente reacción metamórfica. La mayoría de cristales están orientados a lo largo de la esquistosidad principal. A veces forman bandas monominerálicas y agregados decusados (Figura 4.9D). En ciertas muestras reemplaza parcialmente o totalmente a cristales de hornblenda. La biotita no alcanza al 25% del total de componentes y no está presente en todas las muestras.

Bajos porcentajes de piroxeno fueron identificados en dos muestras del grupo (CR-015B y DC-011). Se presentan como cristales subhedrales y prismáticos que superan las 200 μm y a veces forman agregados. Presentan pleocroísmo débil rosado, birrefringencia moderada y están asociados íntimamente a la hornblenda. En las dos muestras analizadas los cristales de clinopiroxeno (diópsido) están en contacto con cristales de hornblenda. A veces estos cristales aparecen completamente rodeados de dicho mineral o atravesados por individuos xenomorfos de este anfíbol (Figura 4.9C). Formando agregados junto a cristales

de clinopiroxeno, aparece ortopiroxeno (enstatita) en un porcentaje mucho menor. Son cristales prismáticos de birrefringencia débil y son menos comunes.

Porcentajes de hasta 15% de clinozoisita y zoisita son bastante comunes en la mayoría de muestras. En general se presentan como cristales xenomorfos a prismas alargados, de birrefringencia anómala y azulada. Aparecen en forma de “parches” reemplazando parcialmente o alterando a cristales de plagioclasa. En la muestra AG-012B se presenta como cristales prismáticos muy bien formados junto a cristales anhedrales de plagioclasa en bandas composicionales formadas mayoritariamente por este último mineral (Figura 4.9E). De las dos variedades del grupo de la epidota, la zoisita es la más abundante en las secciones delgadas analizadas. Al parecer sería producto de metamorfismo retrógrado en casi todas las rocas, sin embargo en la muestra nombrada en este párrafo podría ser parte del ensamblaje mineral de metamorfismo prógrado.

En las variedades granoblásticas, aparecen porcentajes bajos de cuarzo. Son cristales anhedrales de bordes dentados y extinción ondulatoria. No es muy importante y está siempre asociado a la plagioclasa formando agregados granoblásticos y bandas constituidas solo por estos dos minerales. Contadísimos cristales incompletos de turmalina fueron identificados en una muestra (VQ-059), y corresponden a secciones basales, pleocroicas y verdosas con típica zonación concéntrica. Alcanzan solo el 1% en unas variedades granoblásticas de anfíbolita.

La clorita observada en la mayoría de muestras es producto de la alteración de biotita o anfíbol. Sin embargo, en la muestra CO-104 llega a un 15% del contenido modal y podría haberse formado por procesos de metamorfismo retrógrado (Figura 4.9B). Las diferencias ópticas más importantes entre clorita prógrada y retrógrada es la birrefringencia y el signo óptico. Los cristales de clorita observados en esta muestra presentan un signo óptico biaxial negativo característico de cloritas de retrometamorfismo (Pablo Duque, comunicación personal; Nieto, 1984). El mineral menos abundante es la sericita que se presenta como cristales finogranulares de birrefringencia fuerte, producto de la alteración de plagioclasas.

Los minerales opacos más abundantes son la magnetita, ilmenita y la hematita, este último como producto de la alteración de los dos primeros. Todos estos minerales aparecen como cristales finos a gruesos y xenomorfos, dispersos en la roca, reportándose una mayor ocurrencia hacia los límites entre cristales. La ilmenita aparece íntimamente asociada a la esfena y forma junto con ésta, texturas coroníticas (Figura 4.9E, F).

Asociaciones minerales, facies metamórficas y estimaciones del protolito

De acuerdo con las observaciones realizadas en sección delgada, la asociación mineral predominante corresponde a plagioclasa + hornblenda + titanita \pm biotita \pm clinozoisita, típica en rocas de facies de anfibolita (Figura 4.9). Algunas anfibolitas pueden tener porcentajes relictos de epidota que no fue completamente consumida en facies de esquisto verde, siendo claro que este mineral no se encuentra en anfibolitas metamorfoseadas a 600 °C.

Sin embargo, la manera de aparición en la mayoría de muestras examinadas (como parches o manchas) sugeriría que se trata de alteración de plagioclasa cálcica y no pertenecen necesariamente a partes bajas de facies de anfibolita (Spear, 1995; Bucher y Grapes, 2011). Es el mismo caso para los porcentajes de biotita, que por su forma de aparición (formando intercrecimientos y reemplazando anfíboles), posiblemente sea producto de metamorfismo retrógrado de la hornblenda. En el caso de la clorita, es producto de la alteración de la biotita o anfíbol.

Para Bucher y Grapes (2011), la aparición de granate como mineral accesorio, es común en facies de anfibolita. Sin embargo, en ninguna de las secciones delgadas se ha identificado la presencia de este mineral. Por otro lado, han sido observados porcentajes de clinopiroxeno y ortopiroxeno en dos muestras (DC-011 y CR-015B) (Figura 4.9C). La asociación hornblenda + plagioclasa + clinopiroxeno + ortopiroxeno, es diagnóstico de condiciones de mayor temperatura en la parte superior de facies anfibolita. El clinopiroxeno es común en anfibolitas formadas a 650 °C en facies de granulita (Bucher y Grapes, 2011).

A pesar de estas afirmaciones, no se descartaría que el clinopiroxeno en estas muestras podría ser relictos de un metamorfismo de mayor grado, de mayor

presión, casi en la transición hacia facies de granulita. La plagioclasa identificada en la mayoría de muestras corresponde a andesina hasta labradorita ($An_{30}-An_{70}$). Este mineral es más cálcico en anfíbolitas de alto grado metamórfico, ubicadas en la parte superior de la facies anfíbolita.

Evidencias microtexturales y microestructurales de metamorfismo sugieren dominante metamorfismo regional, responsable de la generación de la esquistosidad principal (S_1) definida por los anfíboles. Las plagioclasas en la mayoría de muestras maclado por deformación y acuñaamiento de maclas. En variedades gnéicas, son comunes los bordes o límites recristalizados, bulging (recristalización por abultamiento) y SGR (recristalización de subgranos) que corresponde a un rango de deformación en baja temperatura (Passchier y Trouw, 2005). En estas condiciones de metamorfismo resulta casi imposible estimar el protolito, lo cual será determinado más adelante.

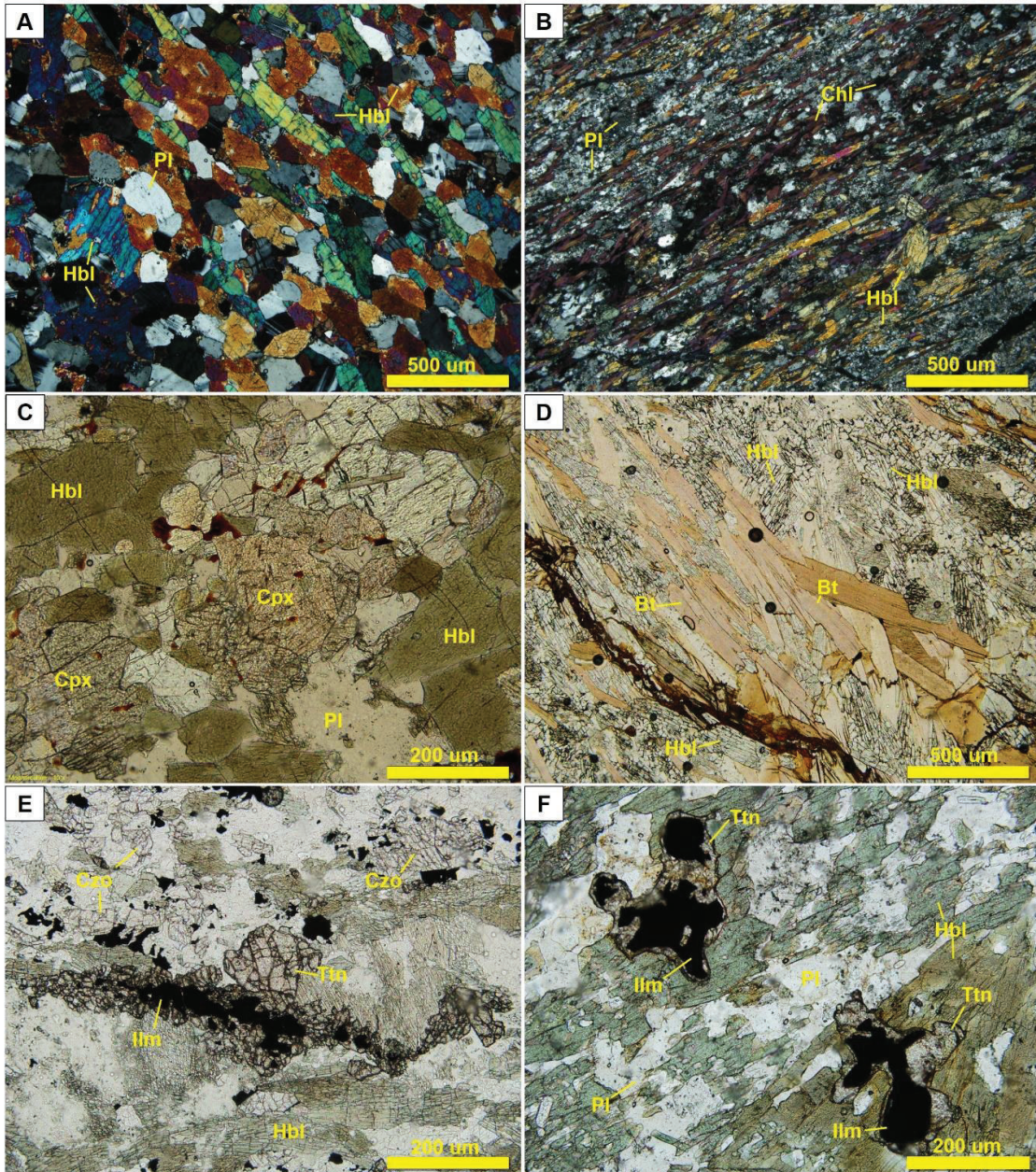


Figura 4.9 Microfotografías del litotipo anfibolitas

(A) Plagioclasa anhedral y cristales subidiomorfos de hornblenda, formando textura nematoblástica en anfibolita. Muestra DC-006 Aumento 4x. Luz polarizada (B) Algunos cristales aciculares de anfíbol completamente reemplazados por clorita violácea en esquistó anfibólico. Muestra CO-104. Aumento 4x. Luz polarizada. (C) Cristales marrón-verdosos de clinopiroxeno rodeados por cristales xenomórficos de hornblenda. Muestra CR-015B. Aumento 10x. Luz natural. (D) Agregado cristalino de biotita tabular rodeado de hornblenda. Muestra FC-007A. Aumento 4x. Luz natural. (E) Finos cristales de ilmenita rodeados de titanita subautomorfa, en anfibolita con clinozoisita. Muestra AG-012B. Aumento 10x. Luz natural. (F) Ilmenita xenomórfica rodeada de coronas reaccionales de titanita, en un gneis anfibolítico. Muestra JPJ-023A. Aumento 4x. Luz Natural.

4.2 GEOQUÍMICA

Para el desarrollo de esta sección se analizaron los resultados de cada uno de los grupos litológicos propuestos en la sección de petrografía. En total se realizaron 31 análisis químicos de elementos mayores, elementos en trazas y tierras raras, en muestras representativas. El Laboratorio Geocientífico del Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico (INIGEMM), fue el encargado de la preparación y los análisis de estas muestras, siguiendo la metodología que se detalla en el capítulo 3. Los óxidos mayores están expresados en porcentaje en peso (wt%), mientras que los elementos menores y trazas se expresan en partes por millón (ppm).

El software computacional utilizado para el análisis, discriminación e interpretación de los resultados de los análisis químicos fue IGPET06, que posee en su base de datos una variedad de diagramas que satisfacen las necesidades del presente estudio. Para la interpretación de estos datos, se normalizaron los valores en wt. % de óxidos mayores a 100% sin considerar el porcentaje perdido en combustión (LOI), ya que este se relaciona a componentes que no forman parte de la composición original de la roca, siendo producto de procesos secundarios.

Al ser rocas metamórficas se incluyó rocas con valores de LOI relativamente “altos” (0,273-4,34%), los valores altos corresponden a rocas poco cristalinas y alteradas (Ver Figura 4.10). Sin embargo, para el uso de diagramas de clasificación de rocas basados en porcentajes de óxidos mayores se tomó en cuenta la movilidad de los elementos Si, Ca, Mg, Na y K en metamorfismo de facies de esquisto verde y de facies de anfibolita (Pearce y Cann, 1973; Rollinson, 1993; Wilson, 2007), por lo cual para este estudio, la geoquímica de elementos mayores se presenta únicamente con motivos comparativos y corroboración de resultados.

Debido al grado de metamorfismo presente en las rocas sujeto de este estudio, es necesario comprobar la movilidad de los elementos (trazas o tierras raras) que tienden a comportarse como incompatibles en procesos de alteración o metamorfismo de grado bajo. Pearce (1996) establece que si el coeficiente de correlación entre dos elementos incompatibles es alto, la relación entre éstos no

se vería afectada por estos procesos. Por tal razón, en este estudio, se realizaron diagramas de correlación entre Zr (elemento incompatible por excelencia en basaltos), algunos elementos en traza (Nb, Ti, Y, V, La) y P_2O_5 , que teóricamente se mantienen constantes durante procesos magmáticos y son inmóviles durante alteración o metamorfismo (Anzil y Martino, 2012).

Las interpretaciones finales están basadas en el análisis del comportamiento de elementos traza (Ti, Cr, V, Zr, Nb, Ta y Hf) y tierras raras dada su comportamiento menos incompatible y escasa movilidad en grados bajos a medio de alteración y metamorfismo (Muecke, 1979; Best, 2003; Wilson, 2007).

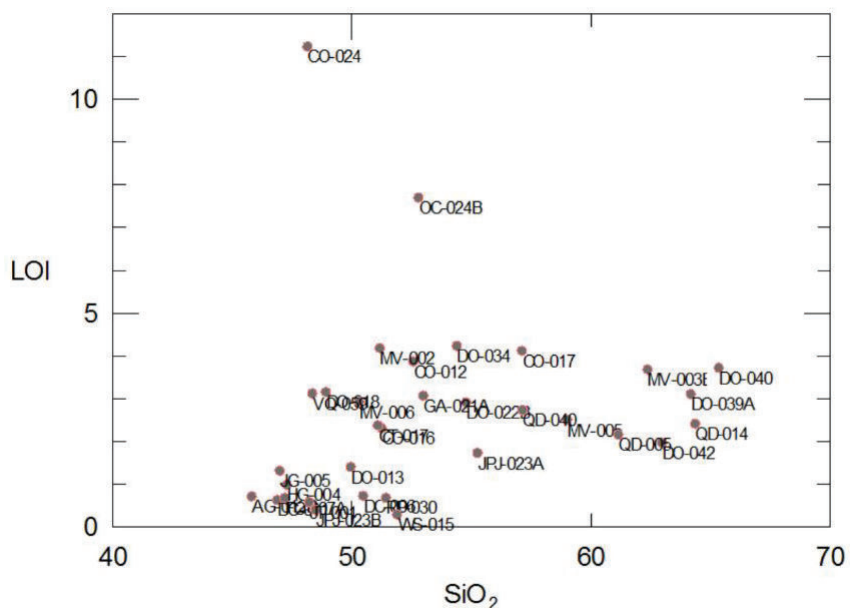


Tabla 4.6 Muestras utilizadas en el estudio geoquímico con sus respectivo código, ubicación y Loss On Ignition (LOI).

CODIGO	X	Y	HOJA GEOLOGICA	LITOLOGÍA	LOI (%)
AG-012B	708362	9503655	YANGANA	Anfibolita con Zo-Czo	0,69
CO-012	676715	9518832	LAS ARADAS	Metabasalto	3,85
CO-016	676965	9515530	LAS ARADAS	Metagabro	2,29
CO-017	676651	9515193	LAS ARADAS	Metabasalto	4,10
CT-017	702271	9472244	S.F. DEL VERGEL	Anfibolita	2,35
DC-006	702271	9472244	VALLADOLID	Anfibolita con piroxeno	0,71
DC-011	710651	9500467	VALLADOLID	Anfibolita	0,61
DO-013	698224	9568893	LOJA NORTE	Metagabro	1,38
DO-018	703752	9563204	LOJA NORTE	Esquisto de Chl-Act-Ep	3,14
DO-022B	709889	9573229	LOJA NORTE	Esquisto de Chl-Act	2,89
DO-034	702127	9567588	LOJA NORTE	Esquisto de Pl-Act/clorítico	4,21
DO-039A	713038	9568209	LOJA NORTE	Metagranodiorita	3,09
DO-040	715794	9568025	LOJA NORTE	Metacuarzodiorita	4,34
DO-042	709561	9568650	LOJA NORTE	Metabasalto	1,95
FC-007A	697141	9451816	ZUMBA	Anfibolita con biotita	0,66
GA-021A	709514	9574136	LOJA NORTE	Dolerita	3,05
HG-004	707935	9466741	S.F. DEL VERGEL	Anfibolita con actinolita	0,97
JG-005	698924	9460972	ZUMBA	Anfibolita	1,29
JPJ-023A	715851	9521537	VILCABAMBA	Metadiorita	1,71
JPJ-023B	715851	9521537	VILCABAMBA	Anfibolita	0,37
JT-001	695404	9468490	S.F. DEL VERGEL	Gneis anfibolítico	0,56
MV-002	707791	9566256	LOJA NORTE	Metandesita	4,16
MV-003B	710008	9565418	LOJA NORTE	Metandesita	3,66
MV-005	710549	9565636	LOJA NORTE	Metandesita	2,48
MV-006	709889	9573229	LOJA NORTE	Esquisto de Chl-Ep	2,90
QD-005	696592	9565332	LOJA NORTE	Esquisto de Bt-Act	2,14
QD-014	706944	9559644	LOJA NORTE	Metandesita	2,39
QD-040	707474	9560316	LOJA NORTE	Metabasalto	2,71
RP-030	696556	9577214	LAS JUNTAS	Anfibolita de grano fino	0,66
VQ-059	708657	9505466	YANGANA	Anfibolita con biotita	3,10
WS-015	716916	9549902	LOJA SUR	Anfibolita	0,27

4.2.1 GEOQUÍMICA DE LOS METAVOLCÁNICOS

Para el análisis de este litotipo fueron escogidas 8 muestras representativas que presentan valores de LOI entre 1,95-4,17 wt. % (ver Tabla 4.3). Los resultados de los análisis fueron procesados e interpretados de forma separada, en dos grupos con características geoquímicas diferentes. Las muestras del Grupo A pertenecen a las ocurrencias en la hoja de Las Aradas 50K, mientras que las rocas del Grupo B, pertenecen a afloramientos de la hoja Loja Norte 50K asignados a la Unidad Quebrada El Volcán.

Tabla 4.7 Muestras de metavolcánicos usadas para el estudio geoquímico.

	CÓDIGO	X	Y	LITOLOGÍA	LOI (%)
GRUPO A	CO-012	676715	9518832	Metabasalto	3,85
	CO-017	676423	9521309	Metabasalto	4,10
GRUPO B	DO-042	709561	9568650	Metabasalto	1,952
	MV-002	707791	9566256	Metandesita	4,165
	MV-003B	710008	9565418	Metandesita	3,665
	MV-005	710549	9565636	Metandesita	2,482
	QD-014	706944	9559644	Metandesita	2,399
	QD-040	707474	9560316	Metabasalto	2,714

Elementos Mayores

Generalmente, los diagramas Harker son usados para reconocer procesos de diferenciación magmática en conjuntos de rocas cogenéticas. En este estudio, se los presenta a manera de introducción y presentación de datos, ya que se asume que las rocas de este litotipo fueron formadas a partir de diferentes procesos genéticos. Sin embargo, los resultados obtenidos con estos diagramas podrían sugerir una petrogénesis común para las rocas del Grupo B. En la Figura 4.11 se encuentran expresados los contenidos de óxidos mayores vs el contenido de SiO₂, en wt. %.

Composicionalmente, las muestras de este litotipo presentan contenidos de SiO₂ entre 58,97 y 64,38wt. %. El Al₂O₃ varía entre (16,32-18,38 wt. %) y presenta una ligera dispersión. Sin embargo, algunas rocas del Grupo B, muestran una ligera correlación negativa con el incremento de SiO₂ y podría representar la presencia de plagioclasa cálcica-intermedia, minerales del grupo de la epidota y moscovita.

El MgO presenta valores entre 2,95-9,62 wt. % y mantiene una aparente correlación negativa con respecto al incremento de SiO₂ en ambos grupos de roca. Este óxido se encuentra concentrado en clorita, biotita y actinolita. Las concentraciones de Fe₂O₃ son relativamente medias (4,72-9,56wt. %) y al igual que el MgO, disminuyen con respecto al incremento del SiO₂.

Similar comportamiento se observa para el TiO₂(0,55-1,53 wt. %), donde los dos grupos muestran una correlación negativa con al aumento de SiO₂, siendo más evidente en el Grupo B. Fases minerales que incorporan Ti en su cristalografía, no han sido identificadas en este litotipo. Sin embargo, este elemento podría estar asociado a los porcentajes cuantificados de magnetita.

Los valores de Na₂O varían entre (1,96-7,15 wt. %), marcan una ligera correlación positiva con el incremento de SiO₂ y se relaciona a contenidos de andesina-albita en las rocas más ácidas del litotipo. El CaO presenta un amplio espectro de variación (0,29-8,56 wt. %), debido a la movilidad de este elemento en bajos grados de metamorfismo. Además, está concentrado en epidota (mineral de alteración y metamorfismo), biotita y plagioclasas cálcicas.

El K₂O, que varía entre 0,06-0,92 wt. %, presenta una tenue correlación positiva con el SiO₂, al igual que el P₂O₅ (0,06-0,26 wt. %). Este último mineral representaría la presencia de apatito, mineral que no ha sido observado en lámina delgada. El Mn₂O₃ varía entre (0,08-0,22 wt. %), son valores bastante bajos pero normales dentro de las composiciones representadas.

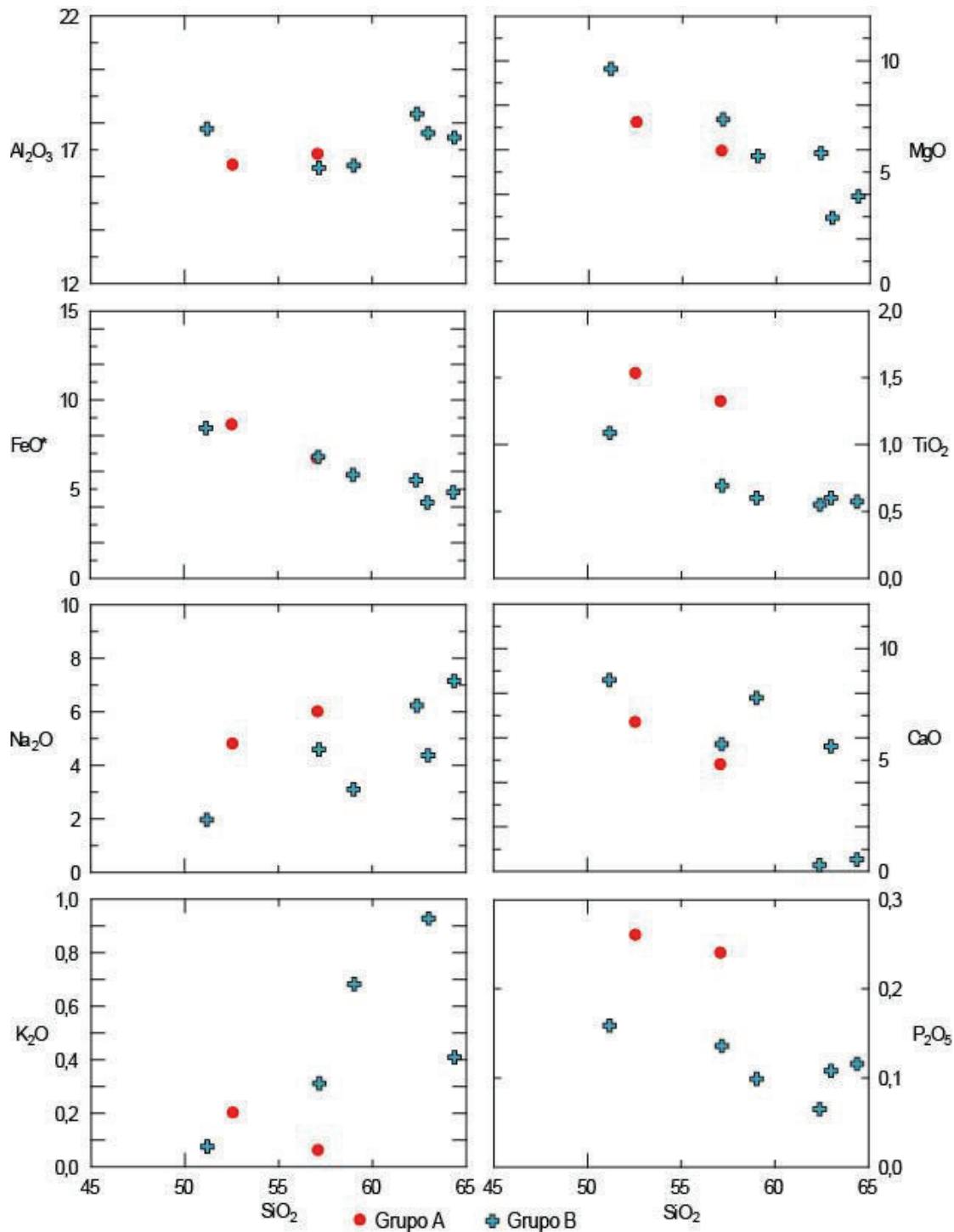


Figura 4.11 Diagramas Harker para las rocas del litotipo de metavolcánicos. Los valores de elementos mayores están expresados en wt. % vs el contenido de SiO₂ wt. %.

Según el diagrama de clasificación TAS de Le Bas et al. (1986) en base a la relación SiO₂wt. % vs Na₂O+K₂Owt. % (Figura 4.12), las rocas poseen

composición basáltica hasta andesítica denotando variedad composicional de protolito. Tres rocas tienen una mayor concentración de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ con una composición próxima a traquítica, sin embargo, al ser elementos bastante móviles, esto podría ser efecto del metamorfismo.

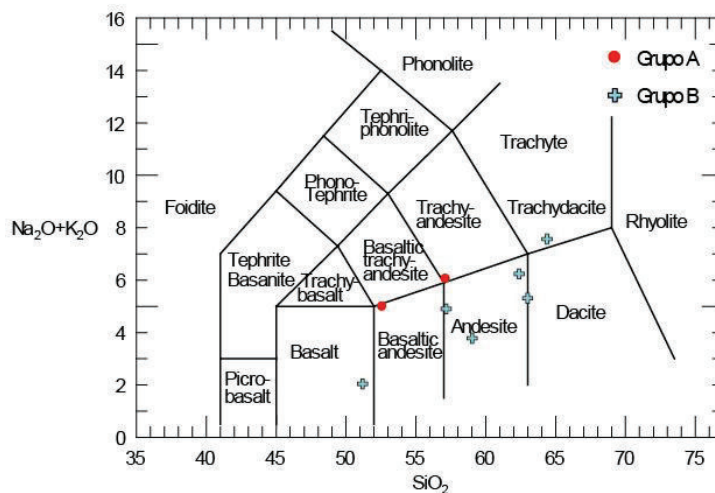


Figura 4.12 Diagrama de clasificación TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), según Le Bas et al., (1986) para los metavolcánicos.

Elementos Trazas y Tierras Raras

El diagrama de clasificación petrográfica según Winchester y Floyd (1977) está basado en las relaciones entre elementos inmóviles Nb/Y y Zr/TiO_2 . Según los autores, estas relaciones tienden a ser mayores en rocas con mayor grado de diferenciación. Ambos grupos de rocas presentan muy bajos valores en las relaciones Nb/Y y Zr/TiO_2 , denotando una composición o protolito basáltico (Figura 4.13A).

Similar comportamiento se observa en el diagrama según Pearce (1996), que está basado en las mismas relaciones entre elementos inmóviles (Figura 4.13B). Realizando un análisis comparativo entre el diagrama TAS de Le Bas et al. (1986), Pearce (1996) y Winchester y Floyd (1977) se puede destacar la diferencia de resultados y confirmando la movilidad del Si, Na y K en bajos grados de metamorfismo.

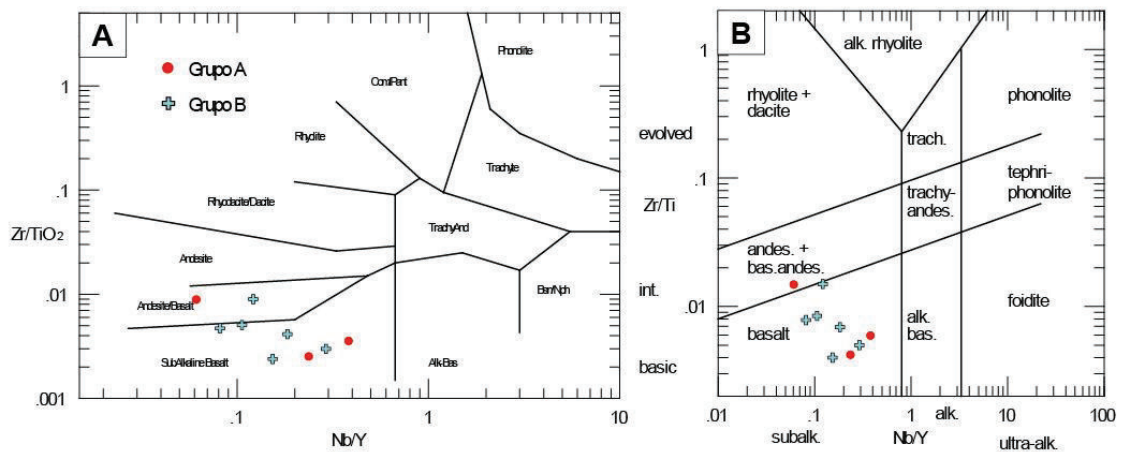


Figura 4.13(A) Diagrama de clasificación petrográfica Nb/Y vs Zr/Ti, según Winchester y Floyd (1977), para metavolcánicos. **(B)** Diagrama de clasificación petrográfica Nb/Y vs Zr/TiO₂, según Pearce (1996) para metavolcánicos.

Los diagramas de correlación de Zr frente a los elementos traza (Nb, Ti, Y, V) y P₂O₅, para las rocas de este litotipo, muestran claras correlaciones para el V, Y y P₂O₅, en ambos grupos de roca. Mientras que para el La, Nb y TiO₂, se visualiza una ligera dispersión solamente en las rocas del Grupo B. Esto podría ser la evidencia de escasa movilización de dichos elementos por procesos de alteración y metamorfismo (Anzil y Martino, 2012), hecho que tiene que tomarse muy en cuenta, al momento de realizar interpretaciones finales y al analizar la discriminación tectónica (Figura 4.14).

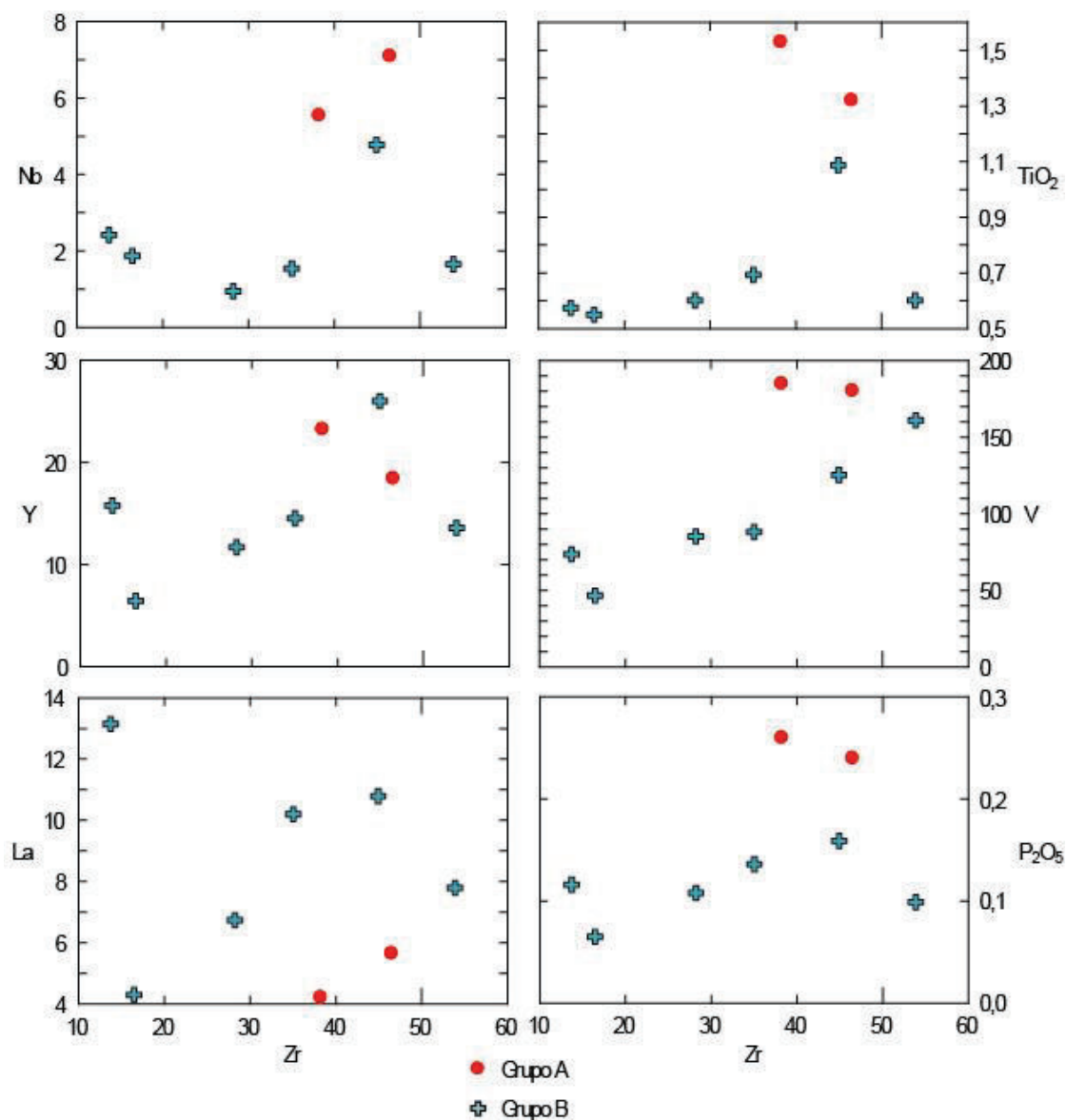


Figura 4.14 Diagramas de correlación entre Zr, elementos traza y P₂O₅ para los metavolcánicos. El contenido está expresado en ppm y wt. %.

El Grupo A, según el diagrama de tierras raras normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989), se distingue por patrones semiplanos con relaciones $(La/Sm)_{CN}$ entre 0,93-1,42 y $(La/Yb)_{CN}$ entre 1,24-2,10, denotando un bajo fraccionamiento de tierras raras ligeras (LREE). Estos elementos alcanzan concentraciones desde 7x a 15x condrita. El empobrecimiento en LREE es más evidente en la muestra CO-024. Las muestras CO-012 y CO-017 poseen una marcada anomalía negativa en Ce. Todas las rocas del grupo presentan anomalías positivas y negativas en Eu, respectivamente. Con respecto a las tierras raras pesadas (HREE) se

identifica un ligero empobrecimiento formando espectros casi planos, en valores en torno a 10x condrita (Figura 4.15A).

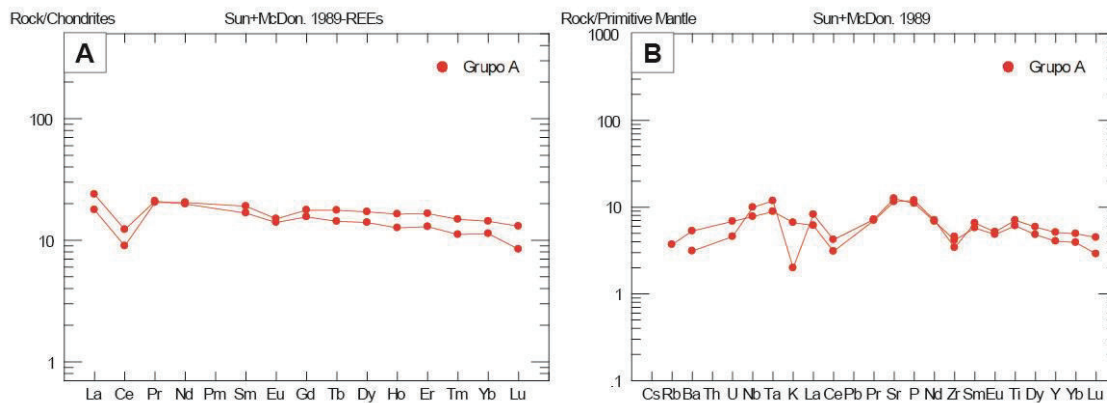


Figura 4.15(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para los metavolcánicos del Grupo A (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para los metavolcánicos del Grupo A (Sun y McDonough, 1989).

En el diagrama multielemental normalizado para el manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), se demuestra un bajo enriquecimiento en LILE (Large-Ion-Lithophile-elements) (Rb y Ba), entre valores de máximo 5-8x manto primitivo. Es evidente la ausencia de anomalías negativas en Nb, Ta y Ti; anomalías presentes en rocas formadas en zonas de subducción. Con respecto a los HFSE (High Field Strength Elements), todas las muestras registran la ausencia clara de anomalías negativas en Ti, mientras que los elementos como Dy, Y, Yb y Lu forman pendientes ligeramente negativas con concentraciones entre 1-5 veces superiores al manto primitivo (Figura 4.15B).

El Grupo B, según el diagrama de tierras raras normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989), presentan fuerte enriquecimiento de LREE con respecto a los HREE, formando una clara pendiente negativa y relaciones $(La/Yb)_{CN}$ de 4,11-9,38 y $(La/Sm)_{CN}$ entre 1,9-3,16. Las muestras de este grupo presentan un fuerte fraccionamiento de tierras raras ligeras, con valores de 20x a 70x condrita. Además, presentan claros picos negativos y positivos en Eu. Los HREE están fuertemente empobrecidos con respecto a los LREE, llegando a valores de hasta 1x condrita (Figura 4.16A).

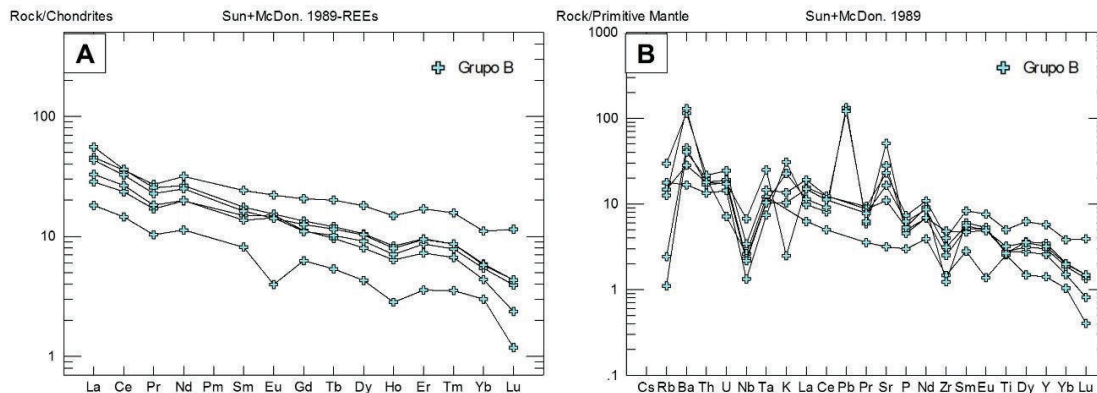


Figura 4.16(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para los metavolcánicos del Grupo B (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para los metavolcánicos del Grupo B (Sun y McDonough, 1989).

En el diagrama multielemental normalizado para manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), las muestras presentan típicas características de rocas formadas en zonas de subducción. Algunos LILE (Large-Ion-Lithophile-elements) forman marcados picos positivos como es el caso del Ba. Junto al Rb, estos elementos presentan concentraciones de 20x hasta 115x manto primitivo. La anomalía en Nb es bastante evidente en todas las rocas del Grupo B. La muestra MV-005 presenta una fuerte anomalía positiva en Pb, denotando posible contaminación crustal. Además, son claros los picos positivos en Sr y K. Con respecto a los HFSE (High Field Strength Elements), todas las muestras presentan anomalía negativa en Zr y Ti, y exhiben concentraciones de 1-4x manto primitivo, claramente empobrecidos con respecto a los LILE (Figura 4.16B).

Discriminación Tectónica

La correlación Zr-TiO₂ identificada en la Figura 4.14, nos permite utilizar diagramas de discriminación basados en estas relaciones de elementos inmóviles. Para Pearce y Cann (1973) las toleitas de arco de islas, muestran concentraciones bajas de Zr (<70 ppm) y valores de Ti de hasta 8000 ppm. Como se puede observar en los diagramas de correlación de Zr (Figura 4.14) las concentraciones de este elemento en no superan los 30 ppm, por cual el protolito las rocas de este litotipo corresponderían a basaltos toleíticos originados en arcos de islas, según el diagrama Zr vs Ti de dicho autor (Figura 4.17).

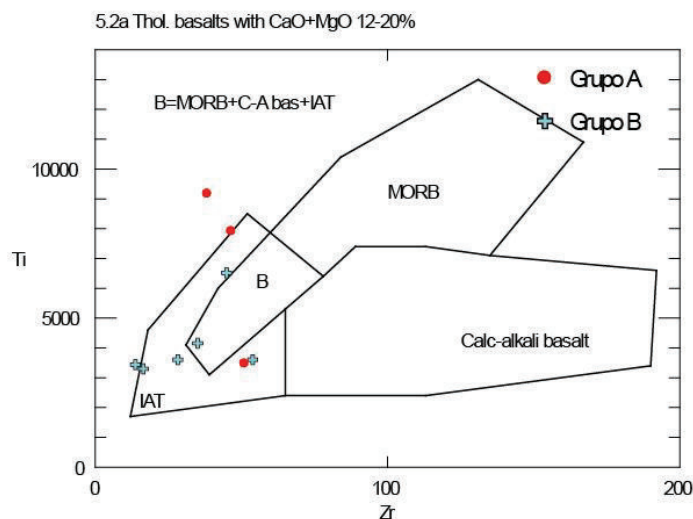


Figura 4.17 Diagramas de discriminación tectónica Zr vs Ti de Pearce y Cann (1973) para los metavolcánicos.

Según el diagrama de Shervais (1982) basado en las relaciones Ti/V, las muestras de metavolcánicos estarían relacionadas a protolitos basálticos tipo MORB ya que presentan valores entre 20 y 50 para la relación Ti/V. Para las rocas del Grupo B, estos resultados difieren totalmente de los obtenidos en el análisis de elementos trazas. Solo una muestra (MV-005) se aproxima al campo correspondiente a toleitas de arcos de islas, que presentan relaciones Ti/V de ~20 (Figura 4.18B).

Conclusiones totalmente opuestas se puede obtener en el diagrama La-Nb-Y según Cabanis y Lecolle (1989), en el cual la tendencia es bastante clara. Los protolitos de la totalidad de las muestras del Grupo B corresponden a basaltos calco-alkalinos. Mientras que para el Grupo A, las relaciones La-Nb-Y establecen protolitos basálticos tipo MORB, confirmando las observaciones obtenidas en los diagramas multielementales. Basándonos en los diagramas de correlación (Figura 4.18A), los contenidos de La en estas rocas podrían no haberse modificado por procesos de alteración y metamorfismo.

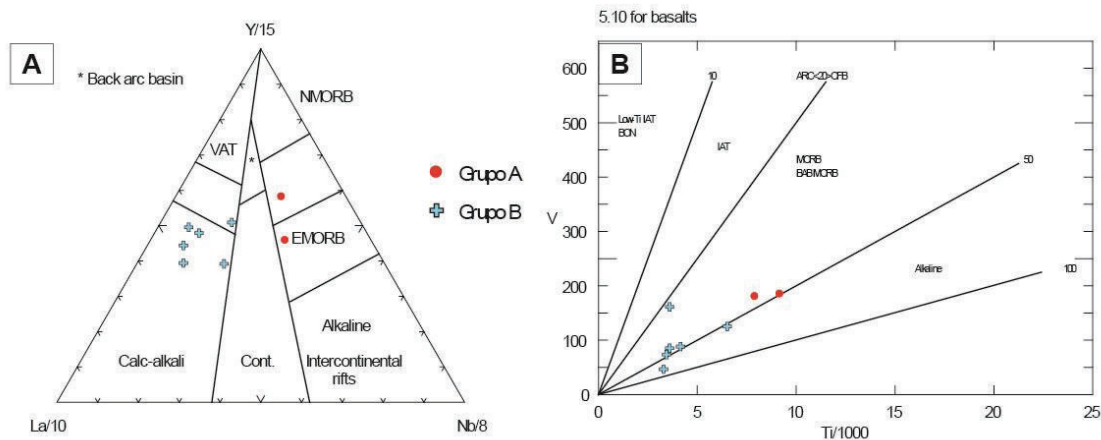


Figura 4.18 Diagramas de discriminación tectónica para los metavolcánicos. **(A)** La-Nb-Y según Cabanis y Lecolle (1989). **(B)** Ti/1000 vs V, según Shervais (1982).

4.2.2 GEOQUÍMICA DE LOS METAINTRUSIVOS

Con el objetivo de caracterizar geoquímicamente este litotipo, fueron elegidas 6 muestras con valores de LOI entre 1,38 y 4,34wt. %. Los valores “altos” de LOI, corresponden a rocas con alto grado de metamorfismo dinámico. Al igual que se hizo con los demás litotipos, se procedió a separar en dos subgrupos de rocas con comportamiento geoquímico similar, con fines interpretativos (ver Tabla 4.4). El Grupo A está conformado por una muestra obtenida en la escama de Quilanga y otra asignada a la Unidad Quebrada El Volcán. La mayoría del Grupo B está formado por rocas pertenecientes a los cuerpos metamorfizados de la hoja Loja Norte.

Tabla 4.8 Muestras de metaintrusivos usadas para el estudio geoquímico

	CÓDIGO	X	Y	LITOLÓGÍA	LOI (%)
GRUPO A	CO-016	676965	9515530	Metagabro	2,29
	DO-013	698224	9568893	Metagabro	1,383
GRUPO B	DO-039A	713038	9568209	Metagranodiorita	3,090
	DO-040	715794	9568025	Metacuarzodiorita	4,345
	GA-021A	709514	9574136	Dolerita	3,051
	JPJ-023A	715851	9521537	Metadiorita	1,71

Elementos Mayores

En términos de SiO_2 , las rocas presentan concentraciones que varían entre 49,97 y 65,37wt. %). Según los diagramas Harker (Figura 4.19), el Al_2O_3 (14,51-21,03 wt. %) presenta una dispersión total, excepto para las muestras DO-039 y DO-040, las cuales forman una pendiente positiva hacia valores mayores de SiO_2 . Este componente está distribuido en plagioclasa y moscovita, minerales identificados en el análisis microscópico.

Los contenidos de MgO varían entre 3,06 y 9,45 wt. %, y marcan una ligera correlación positiva con el incremento del SiO_2 , en las rocas del Grupo B. El Mg posiblemente esté concentrado en piroxeno y anfíbol cuantificados en lámina delgada.

El Fe_2O_3 varía entre 5,53 wt. % y 10,28wt. %; y únicamente para las muestras del Grupo B, se observa una correlación negativa respecto al incremento de SiO_2 , junto a los contenidos de CaO (7,92-11,33 wt. %). Ambos óxidos mayores están representados por actinolita, piroxeno y magnetita. Los valores muy bajos de CaO (0,08-0,49 wt. %) corresponden a las muestras DO-039A y DO-040, que no contienen dichas fases.

El TiO_2 presenta valores entre 0,52 wt. % y 1,74 wt. %, y se observa una correlación negativa con el aumento de SiO_2 , para las rocas del Grupo B. En ninguna muestra de este litotipo se ha identificado la presencia de titanita o ilmenita.

El Na_2O varía entre 1,54- 4.92 wt. %, y se distingue una leve correlación positiva enmascarada por dispersión. Los valores altos de Na, puede estar relacionado a los porcentajes de plagioclasa mas ácida cuantificados en algunas muestras. Como es de esperar las rocas que tienen mayor porcentaje de SiO_2 , poseen mayores porcentajes de K_2O (0,18-2,77wt. %), sin embargo, se debe tener en cuenta de la gran movilidad de este elemento en procesos de alteración y metamorfismo.

Los valores de P_2O_5 (0,01-0,17 wt. %), están marcados por dispersión, debido a la movilidad de este elemento en procesos progresivos de alteración. No se ha

observado apatito en el análisis microscópico. Los valores bajos de Mn_2O_3 son coherentes con la composición básica de los protolitos.

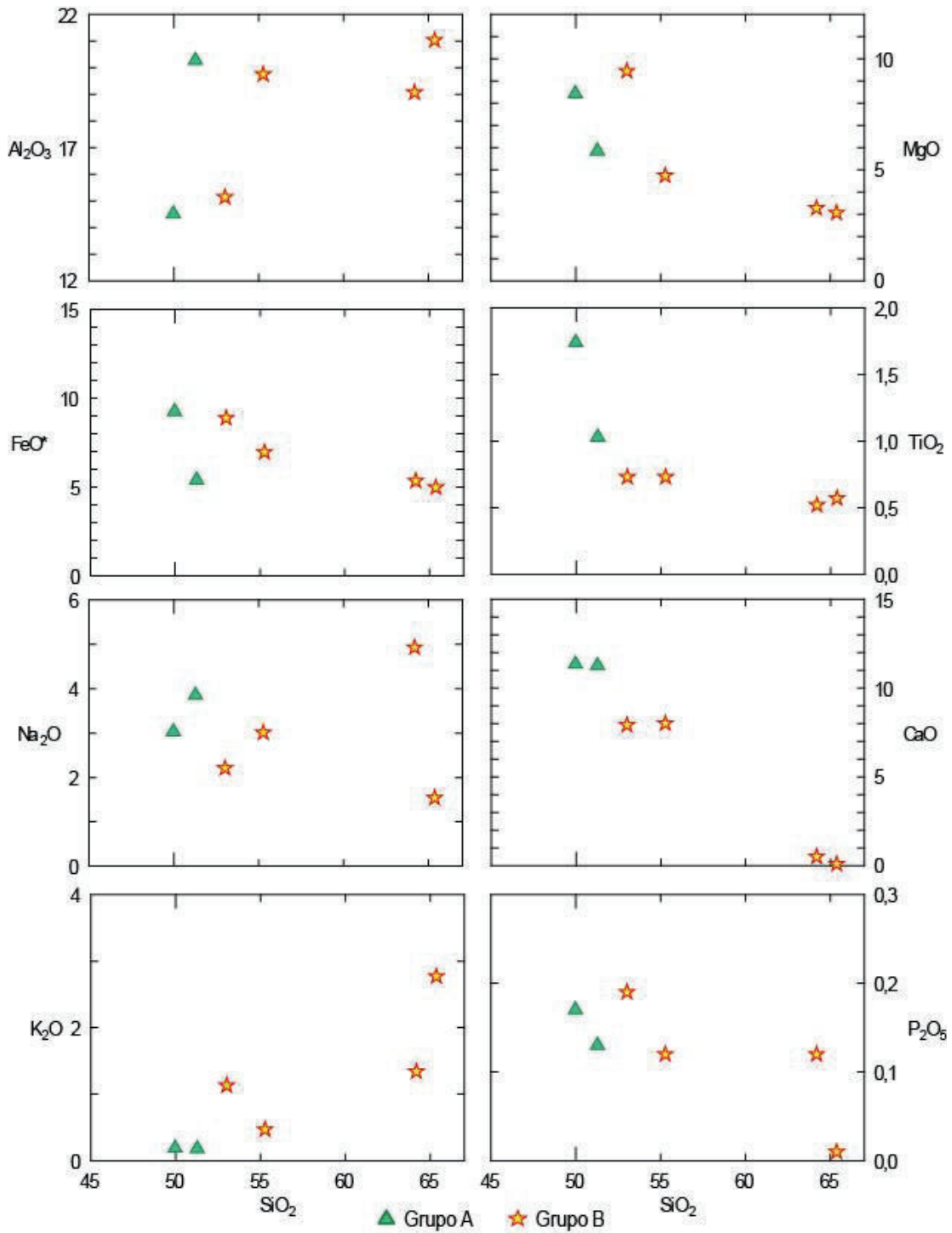


Figura 4.19 Diagramas Harker para las rocas del litotipo de metaintrusivos. Los valores de elementos mayores están expresados en wt. % vs el contenido de SiO_2 wt. %.

Con respecto al SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en el diagrama de clasificación TAS, según Le Bas et al. (1986) el protolito de estas rocas varía entre distintos grupos composicionales. El protolito de las muestras presenta composiciones basálticas hasta dacíticas. Esta variación composicional se debe posiblemente a la movilidad de los álcalis en procesos de metamorfismo (Figura 4.20).

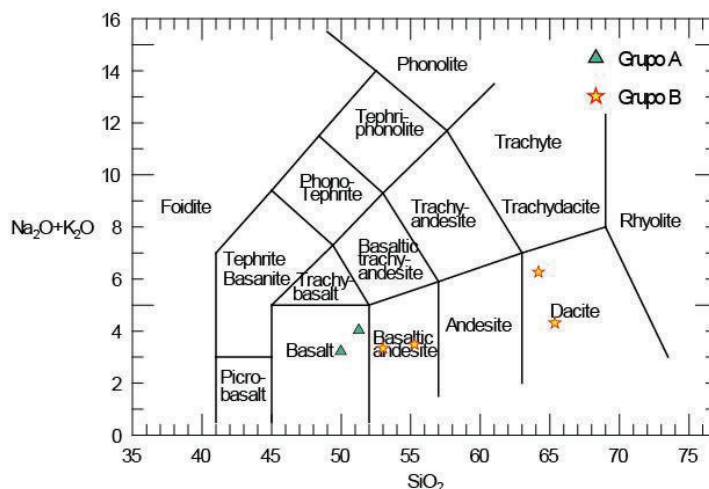


Figura 4.20 Diagramas de clasificación petrográfica TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), según Le Bas et al., (1986)

Elementos traza y tierras raras

Según el diagrama de clasificación petrográfica según Winchester y Floyd (1977), las rocas del Grupo A y B presentan muy bajos valores en las relaciones $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ (entre 0,01-0,4), las cuales corresponden a rocas de composición/protolito basáltica. La muestra GA-021A, sin embargo, corresponde a rocas más diferenciadas y se plotea en el campo de andesitas basálticas (Figura 4.21A). Comportamiento similar se distingue en el diagrama Nb/Y vs Zr/Ti según Pearce (1996) (Figura 4.21B). Los resultados obtenidos en estos diagramas contrastan totalmente con los del diagrama de clasificación TAS, según Le Bas et al. (1986). Esto posiblemente se deba a que las rocas más deformadas han sido afectadas por procesos de milonitización (recristalización dinámica de cuarzo y feldespato en venas deformadas), modificando así los valores porcentuales de óxidos mayores y álcalis. Así también queda demostrado la movilidad del Si, K y Na en procesos de metamorfismo dinámico. El protolito de estas rocas correspondería a gabros, doleritas y dioritas.

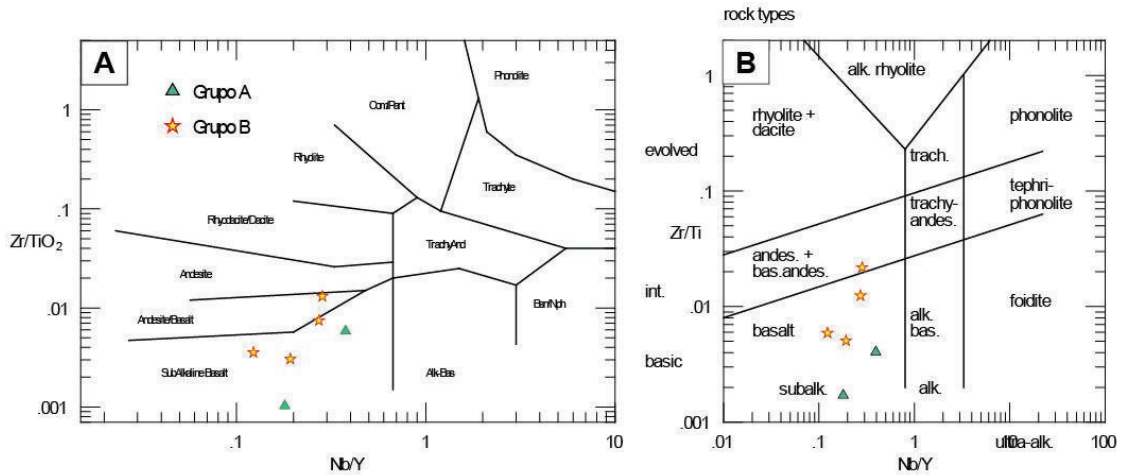


Figura 4.21(A) Diagrama de clasificación petrográfica Nb/Y vs Zr/Ti, según Winchester y Floyd (1977), para metaintrusivos. (B) Diagrama de clasificación petrográfica Nb/Y vs Zr/TiO₂, según Pearce (1996) para metaintrusivos.

Los elementos trazas (Nb, Y, La) y los óxidos mayores (TiO₂), según los diagramas de correlación con Zr para ambos grupos de roca, muestran tendencias lineales; lo que implicarían la escasa movilidad de estos elementos incompatibles en procesos de metamorfismo de bajo grado, al cual están sometidas las rocas de este litotipo. Sin embargo, para las rocas del Grupo B, no existe una clara correlación con el V y el y P₂O₅ (Figura 4.22).

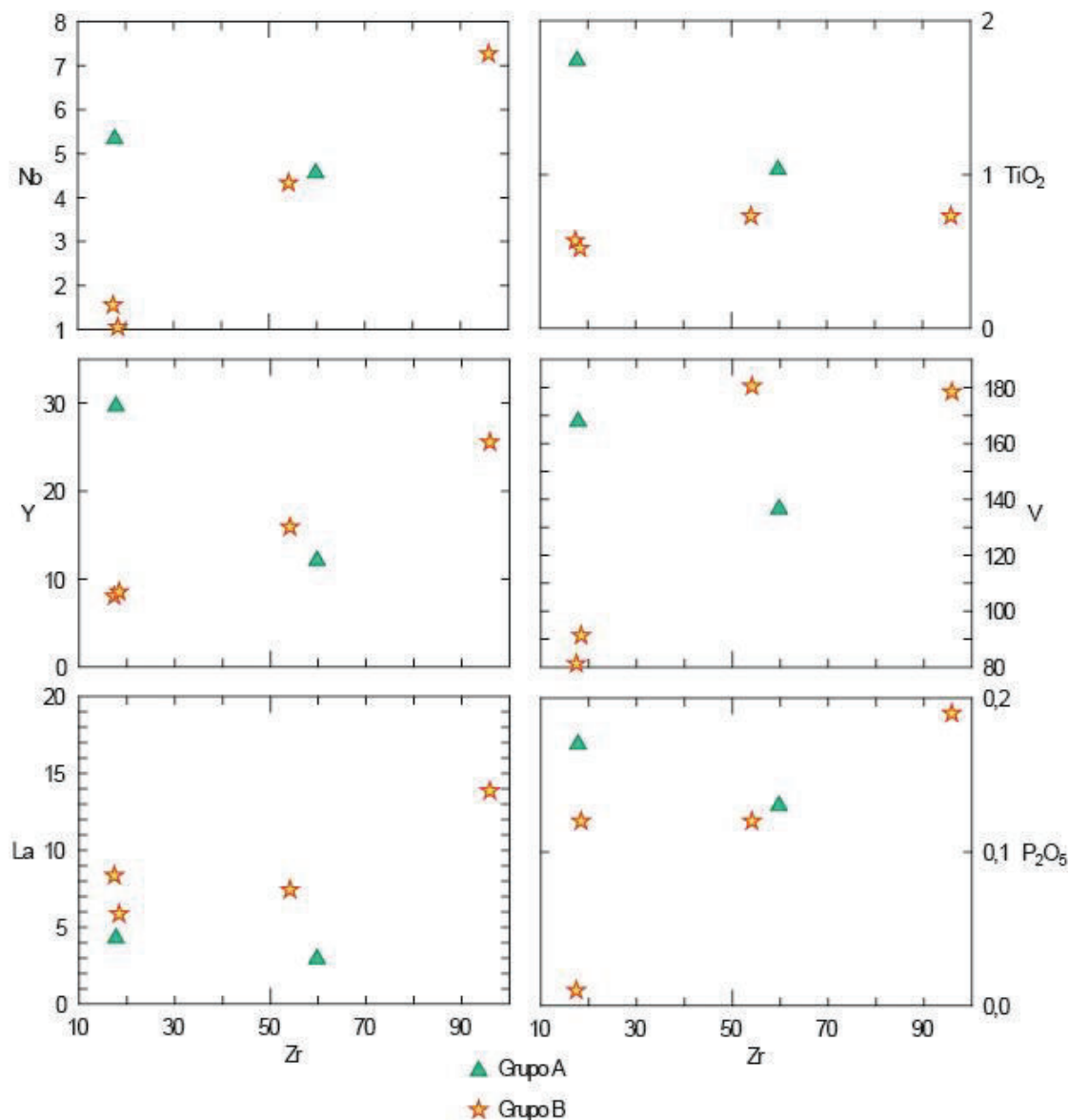


Figura 4.22 Diagramas de correlación entre Zr, elementos traza y P₂O₅ para los metaintrusivos. Los contenidos están expresados en ppm y wt. %.

Las rocas del Grupo A, según el diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989) muestran un escaso fraccionamiento de las tierras raras livianas (LREE), con valores de relaciones $(La/Yb)_{CN}$ entre 1,23 y 1,69 y $(La/Sm)_{CN}$ 0,75 y 1,20 y formando espectros semiplanos en concentraciones de LREE de hasta 20x condrita. Estos elementos marcan un ligero empobrecimiento con respecto a las HREE. Las concentraciones de las tierras raras pesadas forman patrones parecidos a las LREE y alcanzan valores de hasta 3-12x

condrita. La muestra CO-016 muestra concentraciones más bajas de Lu (Figura 4.23A).

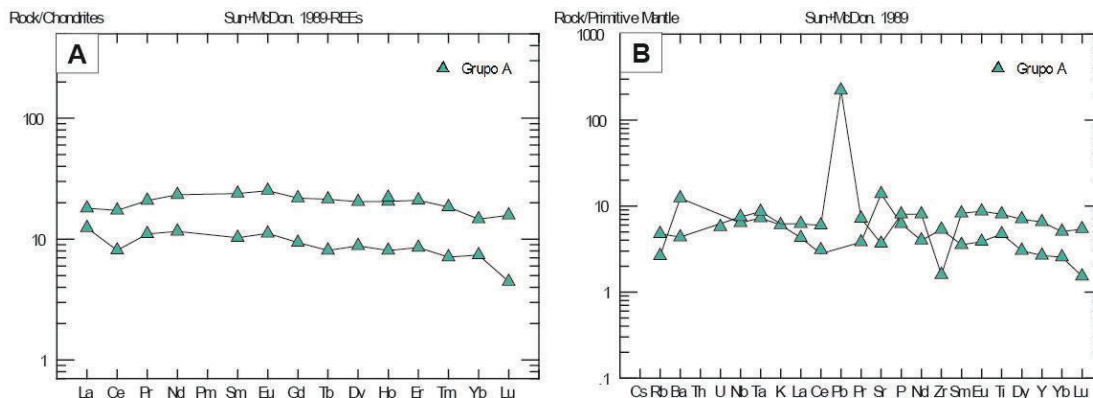


Figura 4.23(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para los metaintrusivos del Grupo A (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para los metaintrusivos del Grupo A (Sun y McDonough, 1989).

Con respecto al diagrama multielemental normalizado al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), en general las concentraciones de LILES (Ba, Rb) alcanzan valores de hasta 10x manto primitivo. En este grupo llama la atención la ausencia total de anomalías de Nb o Ta, indicadores de la formación de rocas en zonas de subducción. Dos muestras presentan picos muy positivos en Pb denotando una posible contaminación crustal. Los HFSE marcan patrones empobrecidos hacia valores de 6x manto primitivo. Es clara una anomalía negativa en Zr, por el fraccionamiento de magnetita y anfíbol. Para el Ti, la muestra CO-016 presenta una anomalía positiva (Figura 4.23B).

El Grupo B, en el diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989), las tierras raras ligeras (LREE) se observan enriquecidas con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Las concentraciones de estos elementos rondan los 25-60x condrita y forman espectros de pendientes negativas producto de relaciones de $(La/Yb)_{CN}$ entre 3,15 y 11,17 y $(La/Sm)_{CN}$ de 1,84 a 3,08; típicas de rocas formadas en arcos volcánicos. Son evidentes las anomalías positivas y negativas de Eu, relacionadas a la acumulación y/o remoción de plagioclasa. Dos de las muestras presentan patrones semiplanos en los HREE.

Las otras dos (DO-039A y DO-040), presentan concentraciones menores en Ho, Yb y Lu (Figura 4.24A).

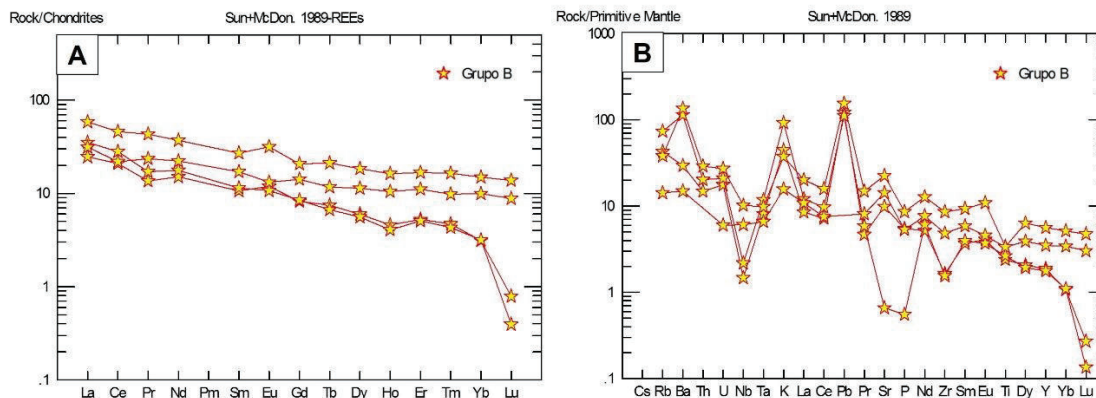


Figura 4.24(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para los metaintrusivos del Grupo B (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para los metaintrusivos del Grupo B (Sun y McDonough, 1989).

En el diagrama multielemental normalizado con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), en los LILE (Large-Ion-Lithophile-elements) como Rb y Ba, se presentan concentraciones de hasta 50x manto primitivo. La anomalía negativa en Nb es muy marcada en dos muestras del grupo, mientras que en las demás es muy tenue y está acompañada por una anomalía de Ta de las mismas características. Los picos positivos en K y Pb podrían representar contaminación crustal o la posible movilidad de estos elementos en condiciones bajas de metamorfismo. El Sr en la mayoría de muestras presenta valores de 15x manto primitivo, con la excepción de la muestra DO-040 que presenta una fuerte anomalía en este elemento. Los HFSE (High Field Strength Elements) están representados por la anomalía negativa en Zr y tenues picos negativos en Ti, elemento indicador en rocas producto de arcos volcánicos. En general, los HFSE aparecen empobrecidos con respecto a los LILES, formando patrones en torno 4-6x manto primitivo y además, con concentraciones muy bajas de Lu, entre 0,1 y 2x manto primitivo (Figura 4.24B).

Discriminación Tectónica

Para realizar la discriminación tectónica de este litotipo se usaron diagramas binarios y ternarios basados en elementos inmóviles como el Ti, Zr, Nb y V, tomando en cuenta los elementos representados en los diagramas de correlación con Zr (Figura 4.22).

Las rocas del Grupo B presentan concentraciones bajas de Zr y Ti, por lo cual, según el diagrama Zr vs Ti de Pearce y Cann (1973), presentan concentraciones similares a toleitas de arco de islas ($Zr < 70$ ppm y $Ti < 8000$ ppm), sugiriendo un protolito basáltico generado en este ambiente tectónico. Por otro lado, las concentraciones de Ti en las rocas del Grupo A, estarían relacionados a basaltos tipo MORB (Figura 4.25A). La muestra GA-021A es la única que se plotea en el campo de basaltos calco-alcalinos

Al igual que algunas muestras de metavolcánicos, los valores entre 20 y 50 en la relación Ti/V, provocan que las muestras del Grupo B se ubiquen en campos correspondientes a protolitos basálticos tipo MORB, según el diagrama de Shervais (1982). En este mismo diagrama, las rocas del Grupo A, presentan relaciones Ti/V entre 50 y 100, por lo que son representados en el campo de basaltos alcalinos. Solamente la muestra CO-016 se plotea en el campo de basaltos MORB (Figura 4.25B). Las observaciones obtenidos en este diagrama contrastan totalmente con las obtenidas mediante el análisis de diagramas spider.

El único diagrama que presenta cierta coherencia con las características geoquímicas identificadas en los diagramas multielementales y tierras raras, es el diagrama ternario de Cabanis y Lecolle (1989). En éste, las rocas que muestran claros componentes de subducción, muestran relaciones La-Y-Nb que corresponden a protolitos basálticos de afinidad calco-alcalina. Mientras que, las rocas que carecen de anomalías en Nb, Ta o Ti, se ubican coherentemente en el campo correspondiente a basaltos tipo MORB (Figura 4.25C). El uso del La como herramienta para realizar la discriminación tectónica de este litotipo, se encuentra respaldado por los diagramas de correlación (Figura 4.22). Al parecer las concentraciones de este elemento se ven poco afectadas por el metamorfismo de las rocas.

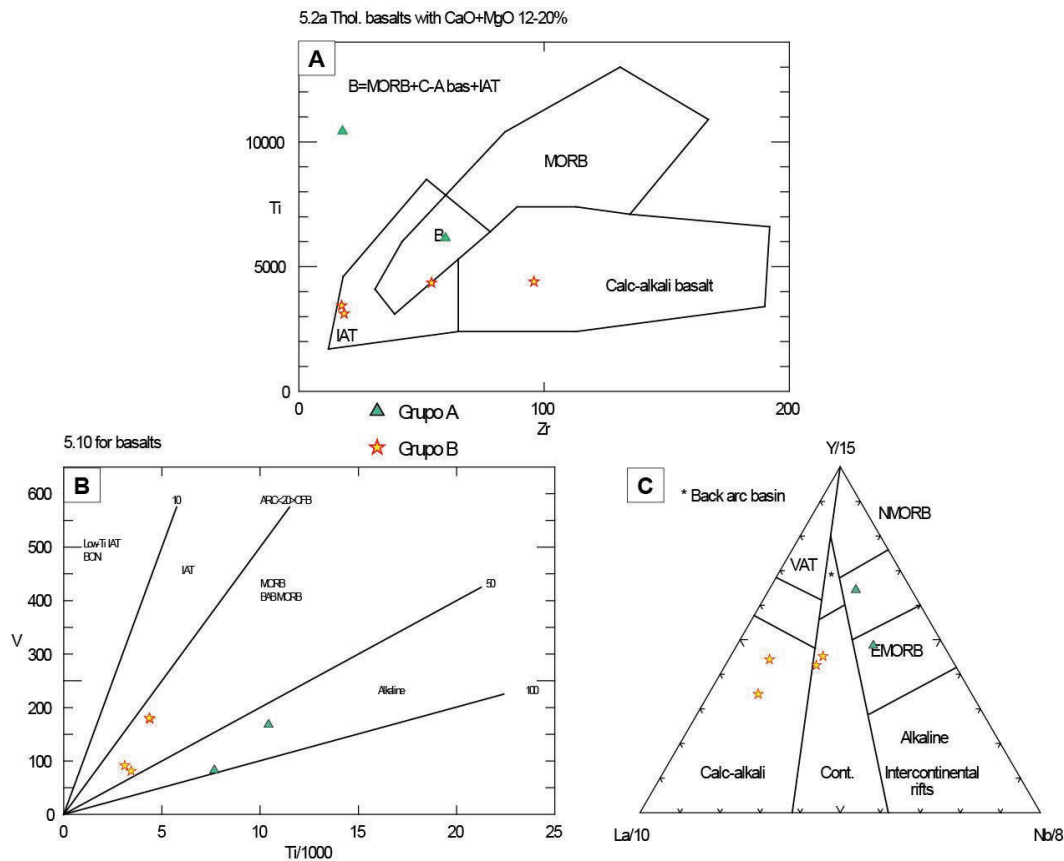


Figura 4.25 Diagramas de discriminación tectónica para metaintrusivos **(A)** Zr vs Ti, según Pearce y Cann (1973) **(B)** Ti/1000 vs V, según Shervais (1982). **(C)** La-Nb-Y según Cabanis y Lecolle (1989).

4.2.3 GEOQUÍMICA DE LOS ESQUISTOS

En años recientes, la geoquímica de rocas metasedimentarias ha comenzado a ser utilizada en estudios de proveniencia de rocas fuentes y su posible ambiente de formación. Lastimosamente, la composición química de este tipo de rocas está controlada por un sin número de procesos (composición de la fuente, sedimentación y diagénesis etc.) por lo que el uso de elementos mayores, no son usados actualmente como discriminadores tectónicos (Giraldo, 2010). Por otro lado, los elementos traza y tierras raras pueden ser usados como indicadores petrogenéticos, ya que estos elementos son poco fraccionados en procesos sedimentarios y de metamorfismo de grado bajo (Taylor y McLennan, 1985).

Los elementos de las tierras raras, Y, Th y Sc entre otros, son muy utilizados como marcadores petrogenéticos en rocas metasedimentarias para interpretar regímenes de meteorización antiguos, condiciones paleoambientales y otros procesos químicos a los cuales los sedimentos y su roca fuente estuvieron sometidos (Sifeta et al.,2004 en Giraldo, 2010).

Dentro de este estudio se analizó la geoquímica de cinco rocas de protolito aparentemente sedimentario (con claro aporte volcánico), con el objetivo de discutir de manera muy general su ambiente de proveniencia y características geoquímicas de su roca fuente. El análisis geoquímico de este litotipo parte de 5 muestras valores de LOI moderados (2,14-4,22 wt. %) que se indican en la Tabla 4.9. Sin embargo, las concentraciones de Th (importante trazador petrogenético para rocas metasedimentarias) son demasiado bajas, y la mayoría de valores están por debajo del límite de detección, lo cual limita cualquier interpretación general y no permite el correcto uso de diagramas de discriminación tectónica.

Tabla 4.9 Muestras de esquistos usadas para el estudio geoquímico.

CÓDIGO	X	Y	LITOLOGÍA	LOI
DO-018	703752	9563204	Esquisto de Chl-Act-Ep	3,140
DO-022B	709889	9573229	Esquisto de Chl-Act	2,897
DO-034	702127	9567588	Esquisto de Pl-Act/clorítico	4,217
MV-006	709889	9573229	Esquisto de Chl-Ep	2,903
QD-005	696592	9565332	Esquisto de Bt-Act	2,14

Elementos Mayores

La presentación de las concentraciones de óxidos mayores en las rocas de este litotipo, se la realizará mediante diagramas Harker (Figura 4.26), teniendo en cuenta el gran número de procesos pre-metamórficos y post-metamórficos que pudieron haber modificado la composición química original del protolito. En general, los contenidos de SiO₂ muestran que la mayoría de muestras presenta concentraciones bajas de este óxido, excepto la muestra QD-005, que podría representar un protolito de composición más ácida o evolucionada. Las concentraciones de SiO₂ en este litotipo, varían entre 48,93 y 61,16 wt. %.

Los valores de Al_2O_3 (13,93-14,76 wt. %) se mantienen constantes en todas las muestras y representan altos contenidos de plagioclasas y micas. El MgO (5,82-8,5 wt. %) junto al CaO (1,83-8,23 wt. %) exhiben concentraciones mayores en rocas con menor contenido de SiO_2 . Por lo cual, en estas rocas podrían representar una mayor cantidad de material detrítico proveniente de minerales máficos y sus posteriores productos metamórficos (clorita, actinolita y biotita). Al igual que en los otros litotipos los valores de TiO_2 (0,83-2,21 wt. %) indican la presencia de esfena o ilmenita, mineral identificado solamente en la muestra QD-005.

El Fe_2O_3 varía entre 6,35 y 16,63wt. %, y al igual que el MgO y CaO , presenta mayores concentraciones en rocas pobres en SiO_2 . La menor concentración corresponde a la muestra QD-005. Estos valores de Fe_2O_3 , pueden ser evidencia de altos porcentajes de magnetita, minerales máficos (hornblenda-actinolita, epidota o clorita) y sulfuros, estos últimos observados en mayor proporción, en la muestra DO-018.

Las concentraciones de Na_2O (2,59-3,75 wt. %) son normales y representa el dominio de la plagioclasa sódica en este grado de metamorfismo, apareciendo junto al cuarzo en el estudio microscópico. Al ser rocas originadas a partir de una fuente máfica, los porcentajes de K_2O (0,04-0,66 wt. %) tienden a ser muy bajos. El P_2O_5 (0,072-0,199 wt. %) puede representar la presencia de apatito detrítico en el protolito, lo cual no se ha observado en el estudio microscópico. El Mn_2O_3 (5,15-0,46 wt. %) se mantiene en valores constantes en el grupo sin presentar grandes variaciones.

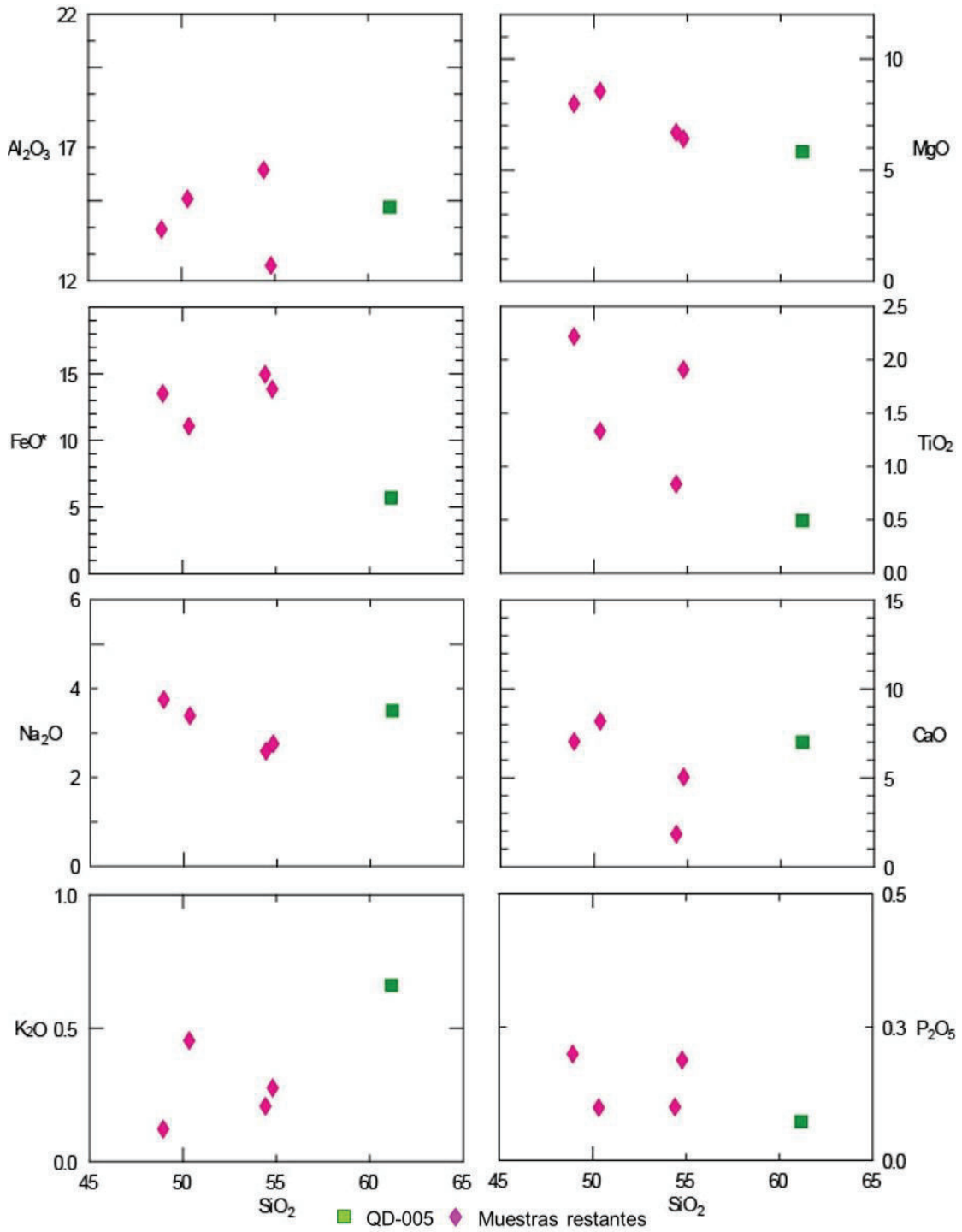


Figura 4.26 Diagramas Harker para las rocas del litotipo esquistos. Los valores de elementos mayores están expresados en wt. % vs el contenido de SiO₂ wt. %.

Elementos Traza y Tierras Raras

Los elementos de tierras raras son insolubles y no son producto de fraccionamiento en ambientes supracrustales (Nance and Taylor, 1977) por lo cual, las concentraciones de tierras raras de una roca sedimentaria pueden ser usadas como marcadores petrogenéticos de las rocas fuente. (Nesbitt, 1979; Taylor et al., 1986 en Ahmad et al., 2016).

En el diagrama de tierras raras normalizado a condritas (Sun y McDonough, 1989) los valores de relaciones $(La/Yb)_{CN}$ entre 0,55-2,33 y $(La/Sm)_{CN}$ entre 0,57-2,05 marcan un evidente empobrecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Excepto las muestras QD-005 y DO-034 que presentan un fraccionamiento de LREE. Si bien es claro el espectro de empobrecimiento hacia estos elementos (pendiente negativa), estas dos muestras presentan un ligero enriquecimiento de estos elementos en hasta 50x condrita. A pesar de esto, las concentraciones de LREE en las demás muestras alrededor de 10x-20x condrita. No se observan marcadas anomalías en Eu. Hacia elementos menos incompatibles (HREE) se forman espectros planos con una ligera anomalía negativa en Yb, excepto en la muestra (QD-005). Ésta presenta un comportamiento geoquímico diferente y marca espectros típicos de rocas de relacionadas a procesos de subducción. Las relaciones $(La/Yb)_{CN}$ de 4.83 y $(La/Sm)_{CN}$ de 2.25 en esta roca, denotan un marcado empobrecimiento en HREE con respecto a las LREE y anomalía negativa en Eu, posible acumulación o remoción de plagioclasa (Figura 4.27A).

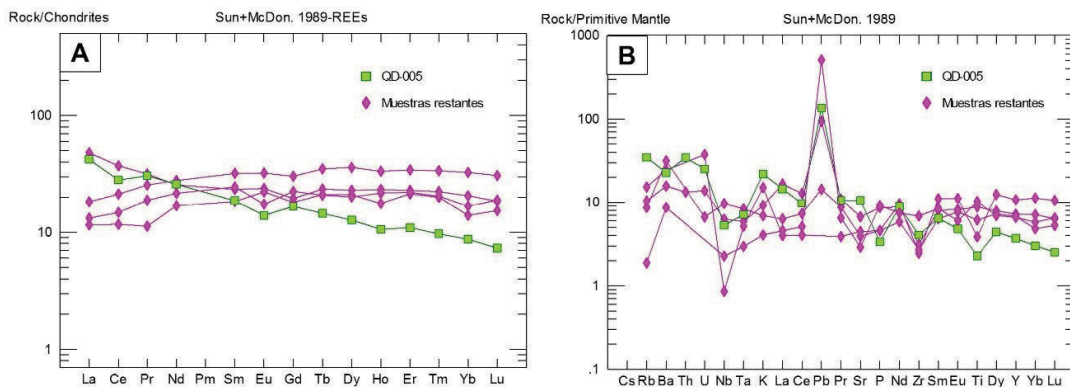


Figura 4.27(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para los esquistos (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para los esquistos (Sun y McDonough, 1989).

En el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), se aprecia comportamientos similares. La mayoría de muestras presenta concentraciones de 2x-30x en LILE (Rb, Ba). En la muestra DO-018 existe un empobrecimiento en los elementos Rb, Nb y Ta. La muestra QD-005 presenta los mayores valores en LILE (Large-Ion-Lithophile-elements). De igual manera, esta muestra es la única en presentar claras y marcadas anomalías negativas en Nb y Ta. Estas varían respecto a las demás muestras, y no son claras. La muestra MV-006 presenta una fuerte anomalía negativa en Nb posiblemente influenciada por las altas concentraciones de los elementos adyacentes. Con respecto al Pb, en casi todas las muestras está presente una fuerte anomalía positiva (excepto en MV-006). Se repite la anomalía negativa de Zr, relacionada al fraccionamiento de magnetita, zircón y anfíbol. Los HFSE (High Field Strength Elements) muestran espectros planos alrededor de 8x-10x manto primitivo y como es de esperar la muestra más empobrecida en HFSE (hasta 2x manto primitivo) corresponde a la que tiene comportamiento geoquímico diferente, en la cual están presentes las anomalías de Nb, Ta y Ti, típicas de rocas producto de arcos volcánicos. Estas anomalías están presentes también en las muestras DO-034 y MV-006, pero no son tan marcadas (Figura 4.27B).

Proveniencia y ambiente tectónico

Los elementos traza Th, Zr, La, Sc y Co son ampliamente usados en análisis de proveniencia en rocas metasedimentarias. Sedimentos derivados de una de composición félsica tienden a ser enriquecidos en elementos incompatibles (Th, Zr, y La). Mientras que, los sedimentos derivados de fuentes máficas son más enriquecidos en elementos compatibles (Sc, Cr y Co). Las razones entre estos elementos inmóviles durante meteorización, transporte, diagénesis y metamorfismo de bajo grado (Th/Sc, La/Sc, Th/Co, Cr/Th y V/Ni), pueden ser usados como fuertes indicadores de la composición de las rocas fuentes. (Cullers, 2002; McLennan and Taylor, 1991 en Ahmad et al., 2016).

Como se mencionó en párrafos anteriores, el limitado número de muestras es un gran limitante al momento de realizar el análisis de proveniencia de las rocas de este estudio. Sin embargo, las muestras QD-005 y DO-022B, por ser las únicas del litotipo en presentar concentraciones en Th, fueron utilizadas en diagramas de proveniencia. Las concentraciones y razones entre elementos inmóviles de las rocas de este estudio, están detalladas en la Tabla 4.10.

Tabla 4.10 Concentraciones y relaciones de elementos de las rocas de este litotipo, usados para análisis de proveniencia en rocas metasedimentarias.

Elemento/Muestra	DO-018	DO-022B	DO-034	MV-006	QD-005
Th (ppm)	-	1,13	-	-	2,94
Sc (ppm)	44,13	42,33	33,38	25,22	22,06
Y (ppm)	29,94	32,75	48,79	30,90	16,76
Zr (ppm)	76,68	34,78	27,38	30,15	45,35
La (ppm)	3,13	11,39	4,33	2,74	9,98
Co (ppm)	57,44	57,09	53,88	33,40	20,77
Hf (ppm)	3,21	2,79	4,78	3,18	2,05
Th/Sc	-	0,03	-	-	0,13
Zr/Sc	1,74	0,82	0,82	1,20	2,06
La/Sc	0,07	0,27	0,13	0,11	0,45
Th/Co	-	0,02	-	-	0,14

Los valores bajos en La/Sc (0,07-0,45) y Th/Co (0,02-0,14) de la muestra DO-022B denotan un origen detrítico de una fuente mayormente máfica/básica (Figura 4.28A). Para la muestra QD-005, las razones entre elementos inmóviles podrían

denotar una fuente de composición andesítica. En el diagrama Zr/Sc vs Th/Sc según McLennan et al., 1993), ambas rocas exhiben valores menores a 1 (Figura 4.28B) La corteza continental superior posee una razón Th/Sc >1 (Taylor y McLennan, 1985), por lo cual, razones menores en rocas metasedimentarias podrían sugerir una fuente detrítica máfica, mayormente empobrecida en LREE con respecto a los HREE, como indican los diagramas multielementales y de tierras raras.

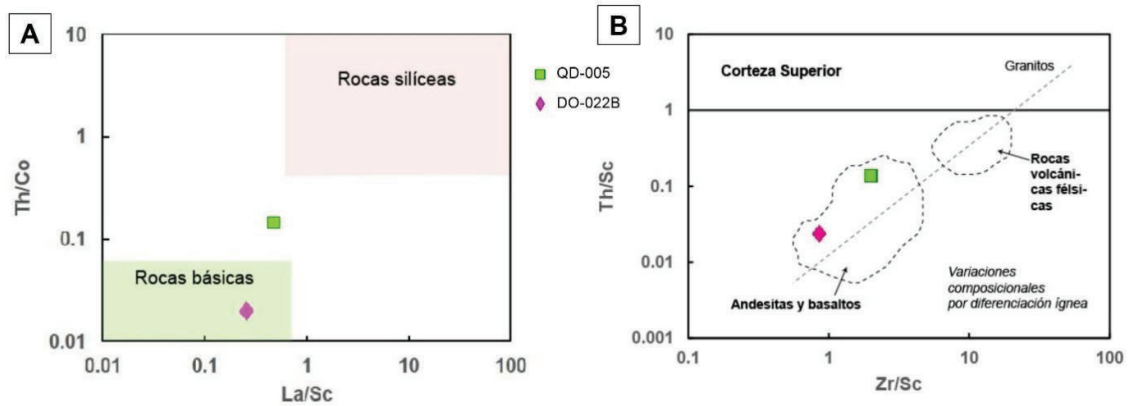


Figura 4.28 Diagramas de proveniencia para los esquistos de este estudio. **(A)** Diagrama Th/Co vs. La/Sc, según Cullers, (2002) **(B)** Diagrama Zr/Sc vs Th/Sc, según McLennan et al., (1993). Datos promedio de rocas ígneas obtenidos de Condie (1993).

4.2.4 GEOQUÍMICA DE LAS ANFIBOLITAS

Los análisis fueron obtenidos de 12 muestras de anfibolitas, con LOI's entre (0,2-3,104wt. %). Al analizar las muestras de este litotipo se subdividió en dos grupos de características geoquímicas similares con el objetivo de obtener un mejor contraste en la visualización de resultados e interpretaciones (Tabla 4.11).

Tabla 4.11 Muestras de anfibolitas usadas para el estudio geoquímico.

	CÓDIGO	X	Y	LITOLOGÍA	LOI (%)
GRUPO A	AG-012B	708362	9503655	Anfibolita con Zo-Czo	0,694
	CT-017	702271	9472244	Anfibolita	2,355
	DC-011	710651	9500467	Anfibolita	0,612
	FC-007A	697141	9451816	Anfibolita con biotita	0,660
	JG-005	698924	9460972	Anfibolita	1,294
	JPJ-023B	715851	9521537	Anfibolita	0,374
	RP-030	696556	9577214	Anfibolita de grano fino	0,662
	VQ-059	708657	9505466	Anfibolita con biotita	3,104
GRUPO B	DC-006	705510	9489753	Anfibolita con piroxeno	0,710
	HG-004	707935	9466741	Anfibolita con actinolita	0,971
	JT-001	695404	9468490	Gneis anfibolítico	0,561
	WS-015	716916	9549902	Anfibolita	0,273

Elementos Mayores

Con el objetivo de comparar y presentar las concentraciones de óxidos mayores en las rocas de este litotipo, se usaron diagramas Harker (Figura 4.29). Al ser herramientas optimizadas para rocas de procesos cogenéticos y debido a la movilidad de la mayoría de estos elementos en condiciones de metamorfismo de facies de anfibolita, estos diagramas no serán usados para elaborar ninguna interpretación final.

Las concentraciones de SiO₂wt% varían entre 44,04 wt% y 51,54 wt%, denotando una composición básica del protolito. Los valores de Al₂O₃ varían entre (12,85-18,66 wt%) y son la expresión la composición casi bimineralica (plagioclasa y hornblenda). Se observa una cierta correlación negativa con el incremento del SiO₂, marcada por la mayoría de muestras. Los valores de MgO (5,12-8,82 wt. %) aparecen dispersos y se mantiene constantes en ambos grupos de rocas.

El Fe_2O_3 presenta variaciones entre 9,53 y 15,08 wt. %, marcando una ligera correlación negativa con el incremento de SiO_2 . Similar correlación se observa en las concentraciones de TiO_2 (1,19-2,51 wt. %), que además, son la expresión de la importante presencia de titanita-ilmenita, en el análisis microscópico. Las concentraciones de Na_2O (1,02-3,74 wt. %) están relacionados a la presencia de albita (teniendo en cuenta la movilidad del Na en esta facie de metamorfismo).

El CaO (8,50-11,34 wt. %), al igual que el Fe_2O_3 y TiO_2 , presenta cierta correlación negativa con el incremento de SiO_2 y representa la presencia de plagioclasas de composición básica, además de piroxeno y hornblenda. Los contenidos de K_2O varían entre 0,19-2,56 wt. % y presentan una alta dispersión. Los valores altos de este óxido están restringidos a las anfibolitas de textura gnéssica (JT-001).

El P_2O_5 varía entre (0,13-0,49 wt. %) y no se presenta una tendencia marcada, debido a la movilidad de este elemento en procesos de alteración y metamorfismo. El Mn_2O_3 varía entre 0,19 wt. % y 0,36 wt. %, característico de rocas de composición basáltica.

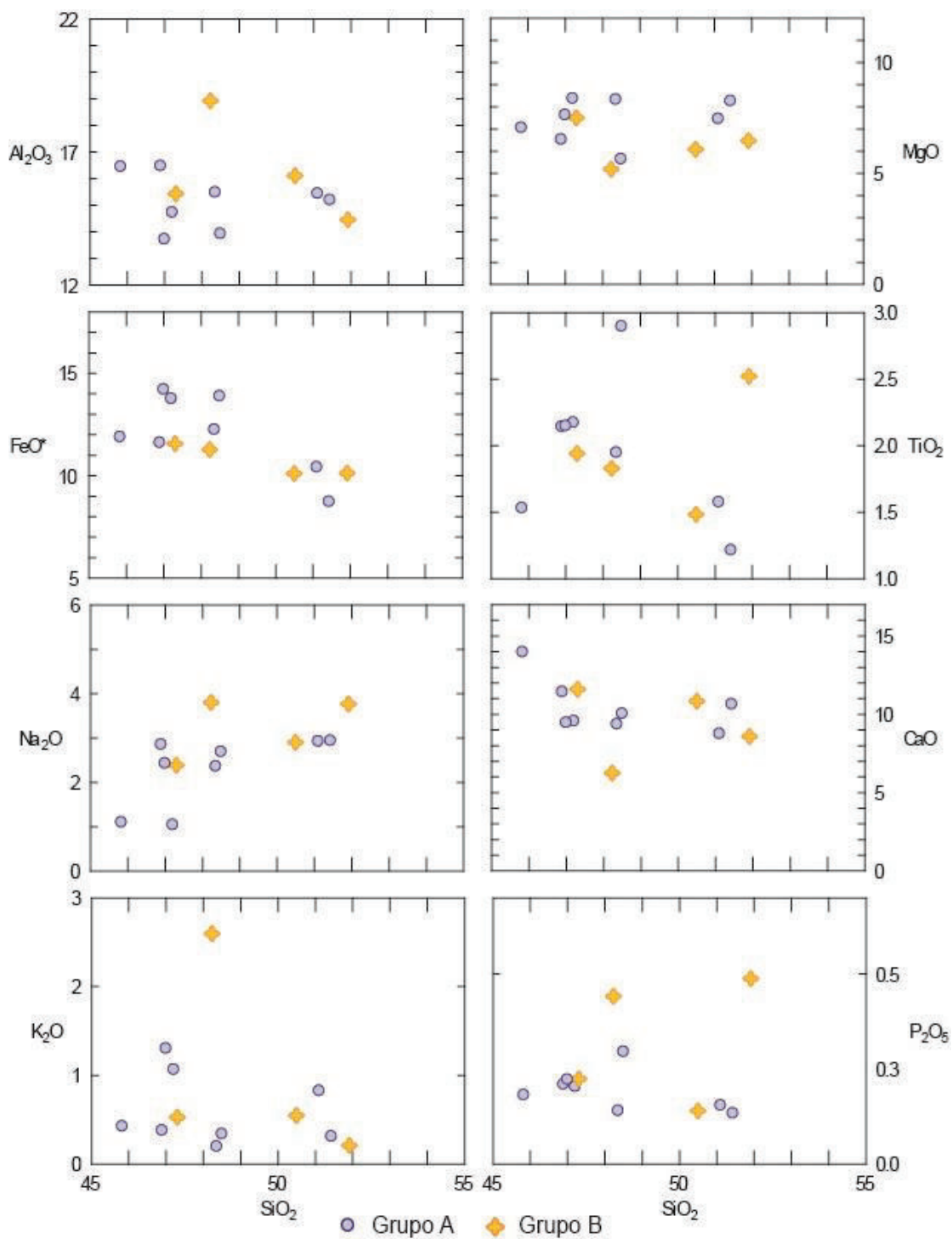


Figura 4.29 Diagramas Harker para las rocas del litotipo anfibolitas. Los valores de elementos mayores están expresados en wt. % vs el contenido de SiO₂ wt. %.

Según el diagrama de clasificación TAS de Le Bas et al. (1986) en base a la relación (SiO₂wt%vs Na₂O+K₂O wt%), todas las muestras con excepción de dos

(WS-015 y JT-001), tienen una composición basáltica (Figura 4.30). Puede implicar una variación composicional del protolito, teniendo en cuenta que podría tratarse solamente de la movilidad del Si y Na en este grado de metamorfismo.

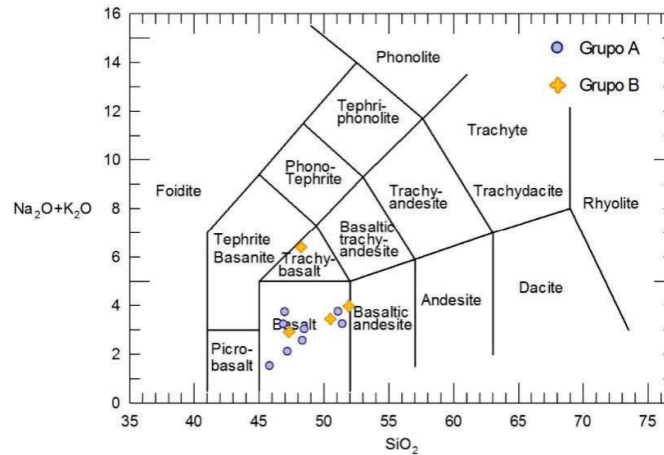


Figura 4.30 Diagrama de clasificación TAS (SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), según Le Bas Le Bas et al. (1986), para anfibolitas.

Elementos Trazas y Tierras Raras

Las bajas relaciones $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{TiO}_2$ de la mayoría de las rocas de este litotipo, son características de protolitos basálticos subalcalinos, según el diagrama de clasificación petrográfica de Winchester y Floyd (1977) (Figura 4.31A). Según este diagrama de las muestras del Grupo B se diferencian de todo el litotipo, por presentar relaciones Nb/Y mayores y por lo que corresponderían a protolitos basálticos más alcalinos. Similares conclusiones se pueden obtener del diagrama Nb/Y vs Zr/Ti , según Pearce (1996), que está basado en las mismas relaciones de elementos incompatibles (Figura 4.31B).

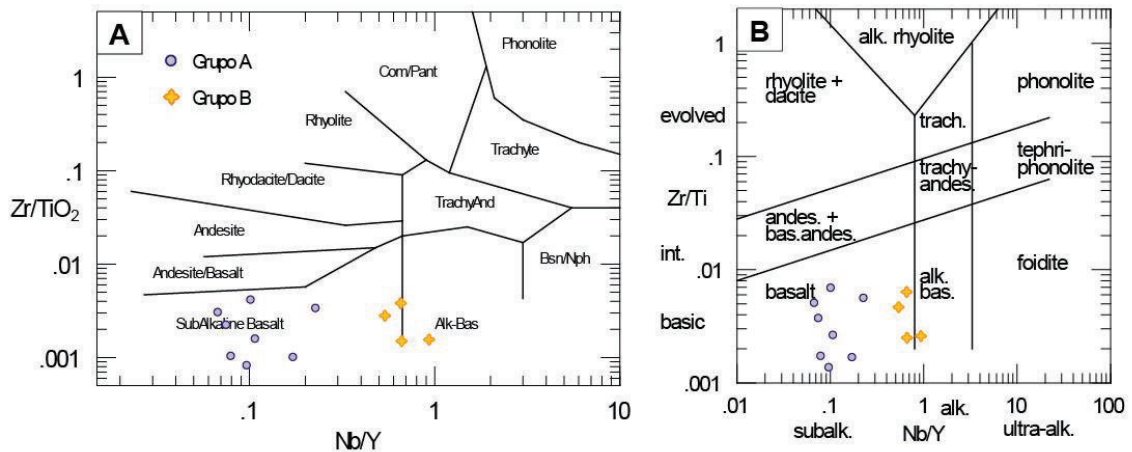


Figura 4.31 (A) Diagramas de clasificación petrográfica Nb/Y vs Zr/Ti, según Winchester y Floyd (1977). **(B)** Nb/Y vs Zr/TiO₂, según Pearce (1996), para las anfibolitas.

Los diagramas de correlación entre Zr y los elementos en traza (Nb, Ti, Y, V, La) y P₂O₅, exhiben en su mayoría, patrones de dispersión. Leves correlaciones negativas están marcadas por ambos grupos de roca, especialmente en los diagramas vs La, Y, V y Nb. De forma contraria, las correlaciones Zr/TiO₂ y Zr/P₂O₅ muestran una total dispersión para las rocas del Grupo A (Figura 4.32). Por lo cual, estas relaciones se pudieron ver trastocadas por el metamorfismo de facies de anfibolita, al cual fueron sometidas las rocas de este litotipo.

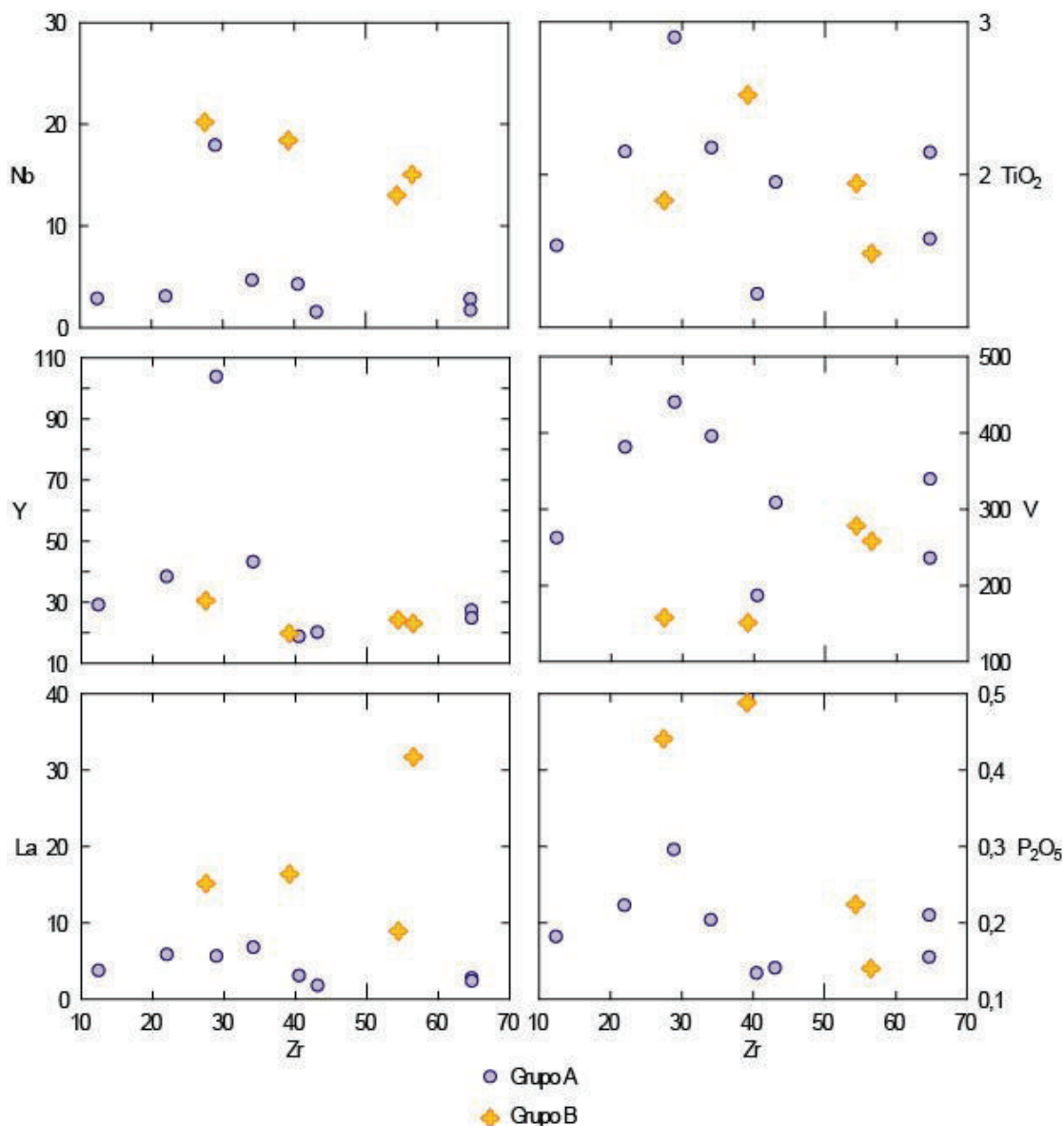


Figura 4.32 Diagramas de correlación entre Zr, elementos traza y P_2O_5 para las anfibolitas. Los contenidos están expresados en ppm y wt. %.

Las rocas del Grupo A, en el diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989), muestran escaso a nulo fraccionamiento de tierras raras ligeras (LREE), con valores menores de 10x condrita hasta máximo 30x condrita, ausencia de anomalías marcadas en Eu y relaciones $(La/Yb)_{CN}$ y $(La/Sm)_{CN}$ que van desde 0,517 a 0,95 y 0,39 a 1,17, respectivamente. Además las muestras exhiben una marcada anomalía negativa en Ce. Patrones planos se observan para las tierras raras pesadas (HREE), alrededor de 10x a 30x condrita.

Un ligero empobrecimiento en Tm, Yb y Lu, exhiben la mayoría de muestras (Figura 4.33A).

Para el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), las muestras de este grupo indican un ligero enriquecimiento en LILE (Large-Ion-Lithophile-elements), especialmente Rb y Ba, hasta valores de 20x manto primitivo. Además, exhiben claras anomalías positivas en K. Con respecto a los HFSE (High Field Strength Elements) son evidentes las anomalías negativas en Nb y Ta. En contraste, el Ti presenta anomalías positivas en todas las muestras. Una muestra (RP-030) presenta un pico positivo en Pb, indicando posible contaminación crustal. Anomalías muy marcadas en Zr en la mayoría de muestras demostraría el fraccionamiento de minerales que incorporan Zr en su cristalización, como es el caso del anfíbol, magnetita o el mismo circón, mismos que aparecen en el análisis microscópico. Elementos como el Dy, Y, Yb y Lu muestran patrones planos alrededor de concentraciones cercanas a 10x manto primitivo (Figura 4.33B).

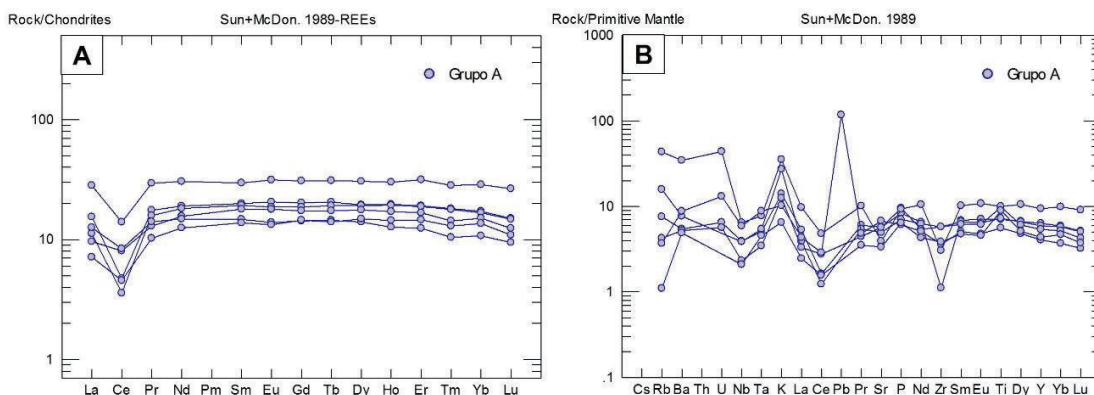


Figura 4.33(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para las anfibolitas del Grupo A (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para las anfibolitas del Grupo A (Sun y McDonough, 1989).

Las rocas del Grupo B, presentan un claro enriquecimiento y fraccionamiento de tierras raras ligeras (La, Ce, Pr y Nd) formando una pendiente negativa hacia las tierras raras pesadas, correspondiente a valores de $(La/Yb)_{CN}$ 2,67 a 8,13 y $(La/Sm)_{CN}$ de 1,63 a 3,57. Las concentraciones de LREE superan los 30x condrita. La anomalía en Ce persiste en este grupo de muestras, al igual que en el anterior grupo analizado. La muestra WS-015 es la única que presenta un

empobrecimiento en HREE (Ho, Yb, Lu), mientras que en las demás muestras estos elementos forman patrones planos alrededor de 10-20x condrita para estos elementos (Figura 4.34A).

Para el diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), este grupo presenta enriquecimiento de hasta 100x manto primitivo en LILE (Rb y Ba). Una fuerte anomalía positiva presenta la muestra HG-004 en Pb posible denotación de contaminación crustal, igual que la muestra RP-030. Todas las muestras carecen de anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, consideradas principales indicativos de procesos de subducción. Algunos autores mencionan que estas anomalías deben ser manejadas con precaución al momento de interpretaciones. En el caso de los elementos Dy, Y, Yb y Lu se observa un empobrecimiento hacia menores a 10x manto primitivo, característica que comparte con las rocas del Grupo A, al igual que la anomalía clara en Zr (Figura 4.34B).

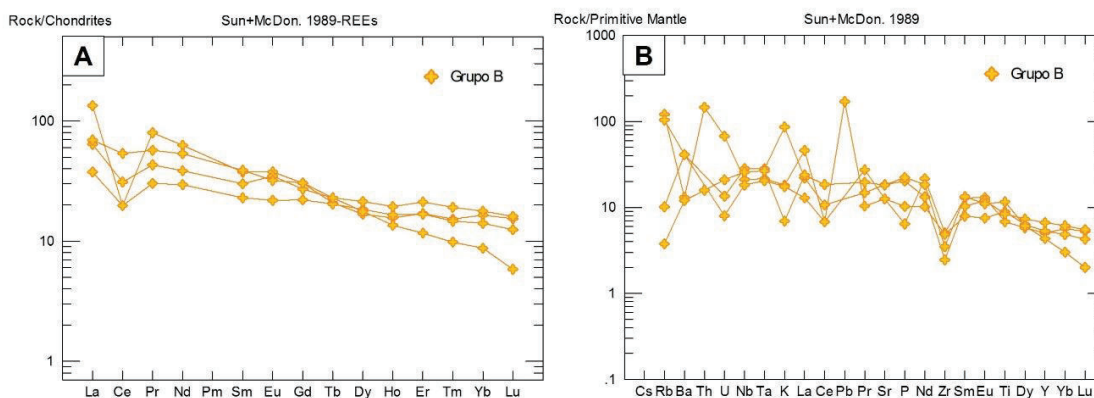


Figura 4.34(A) Diagrama de tierra raras normalizado a condrita para las anfibolitas del Grupo B (Sun y McDonough, 1989). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo para las anfibolitas del Grupo B (Sun y McDonough, 1989).

Discriminación Tectónica

Para este litotipo se propone la utilización de varios diagramas de discriminación geotectónica en base a elementos inmóviles en procesos de alteración y metamorfismo (Rollinson, 1993) y sus respectivos diagramas de correlación con Zr. La totalidad de las muestras consideradas en este litotipo, presentan relaciones Ti/V entre 20 y 10, marcadas además por valores altos de Ti y hasta de

400 ppm en vanadio. Según el diagrama propuesto por Shervais (1982), basado en relaciones Ti/V, las anfibolitas de este estudio, fueron formadas a partir de protolitos basálticos tipo MORB-BAAB. Son excepciones dos muestras del Grupo B (WS-015 y JT-001), por sus concentraciones menores de V, se determinan protolitos basálticos más alcalinos (Figura 4.35A).

La representación de contenidos de La-Y-Nb que propone el diagrama ternario de Cabanis y Lecolle (1989), marca un comportamiento de las muestras similar al observado en el diagrama anterior. Las muestras del Grupo A presentan protolitos basálticos tipo N-MORB y BAAB (Figura 4.35B). La variación del posible protolito, se debe posiblemente a la movilidad del La en estas condiciones de metamorfismo y confirmado en los diagramas de correlación con Zr. De la misma manera, este posible comportamiento del La, puede haber influenciado en la determinación del protolito de las rocas del Grupo B, que corresponden a basaltos más enriquecidos.

Floyd y Winchester (1975) proponen relaciones Nb/Y vs Zr/P₂O₅ para discriminar entre rocas pertenecientes a diferentes series magmáticas. En este diagrama, las muestras del Grupo A presentan valores para estas relaciones de hasta 0,05, por lo cual corresponden a protolitos toleítico. Las rocas del Grupo B, tienen valores más altos en la relación Nb/Y, por lo que se ubican en el campo de basaltos alcalinos (Figura 4.35C).

De igual manera, según el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), todas las muestras tienen un protolito toleítico, ubicándose en el campo correspondiente. Las muestras JT-001 y WS-015, como en todos los diagramas, son las únicas en presentar concentraciones de álcalis, MgO y FeO típicas de basaltos calcoalcalinos (Figura 4.35D).

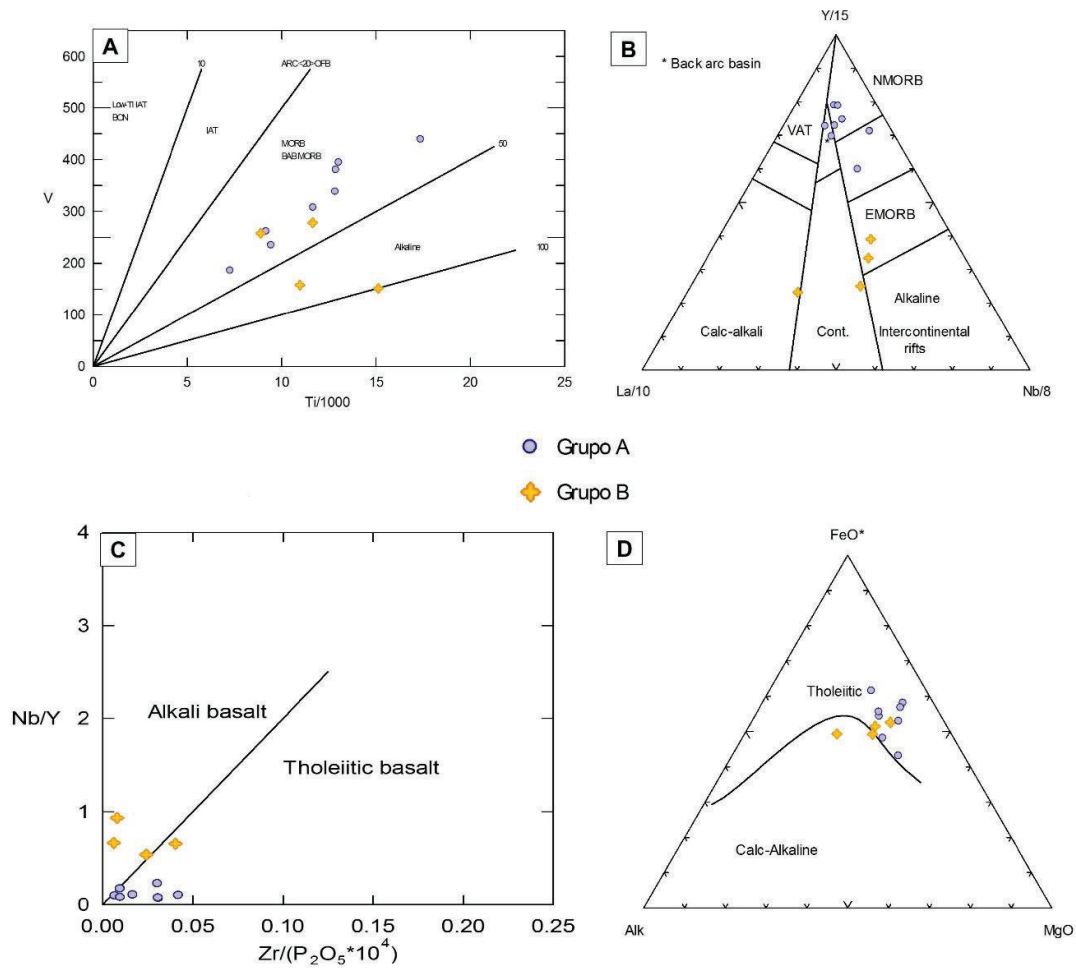


Figura 4.35 Diagramas de discriminación tectónica para anfibolitas. **(A)** Ti/1000 vs V, según Shervais (1982). **(B)** La-Nb-Y según Cabanis y Lecolle (1989). **(C)** Zr vs P₂O₅, según Winchester y Floyd (1975). **(D)** AFM (Álcalis-MgO-FeO), según Irvine y Baragar (1971).

CAPITULO 5

DISCUSIÓN

5.1 ROCAS MÁFICAS DE LA HOJA DE LAS ARADAS

La escama tectónica de la zona de Quilanga (noroccidente de la hoja Las Aradas 50k), es considerada importante regionalmente por representar la extensión más alejada del Terreno Alao hacia el sur de la Cordillera y por su interacción con la falla Peltetec (Litherland et al., 1994). Las rocas máficas que forman dicha escama fueron descritas como rocas verdes altamente deformadas y fueron asignadas e incluidas en la secuencia metavolcánica Alao-Paute. Los trabajos de levantamiento geológico de INIGEMM (2016c) e INIGEMM (2016d), confirman la existencia de estos afloramientos en este sector y sus características geológicas (Figura 5.1). Para los autores mencionados, la Unidad Alao-Paute en este sector incluye principalmente metalavas de composición andesítica-basáltica, esquistos verdes y esquistos pelíticos ocasionales.

La paragénesis cuarzo + clorita + albita + calcita + epidota + actinolita + biotita identificada en las rocas de la unidad, corresponde a rocas formadas en facies de esquistos verdes y bajo grado de metamorfismo (Litherland et al., 1994; INIGEMM, 2016c; INIGEMM, 2016d). Estos dos últimos autores confirman las mismas paragénesis en las rocas metavolcánicas y describen además, intercalaciones esporádicas de metapelitas grises.

En este estudio, se confirma la petrografía de las rocas metavolcánicas y se reconoce la presencia importante de metagabros en la secuencia. La asociación mineral dominante en los metabasaltos es plagioclasa cálcica (relicta)+actinolita+clorita+clinozoisita±biotita, donde se preservan texturas afíricas, intergranulares y glomeroporfídicas. Similares asociaciones mineralógicas son observadas en metagabros, los cuales presentan límites entre cristales casi intactos, sugiriendo indicando alteración estática. Además en los metagabros, sobreviven cumulos de minerales máficos transformados completamente a clinozoisita. La evidente saussuritización de plagioclasa denota su composición cálcica. Las paragénesis y microtexturas descritas son típicas de rocas sometidas a condiciones de temperatura y presión bajas, en facies de esquistos verdes.

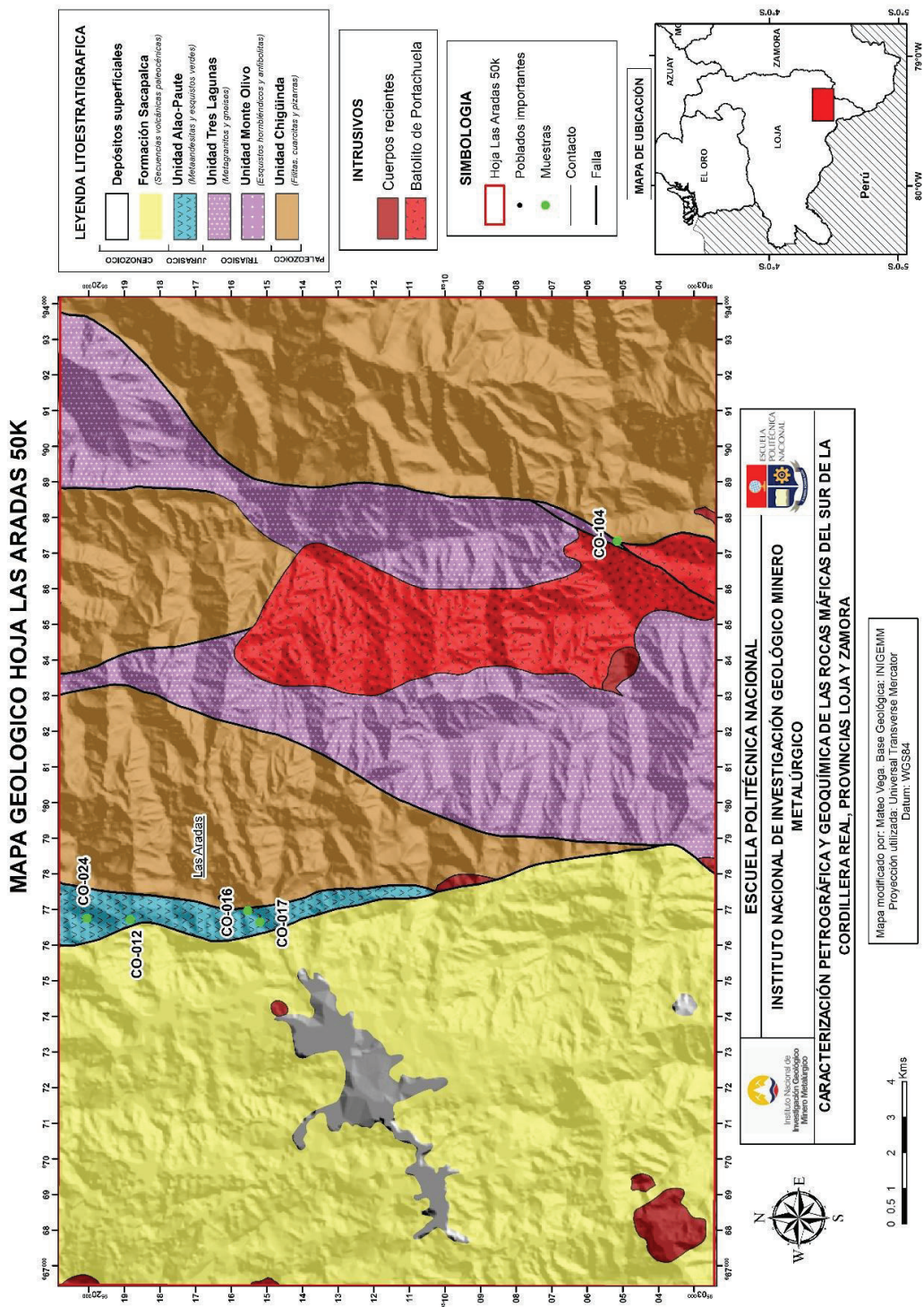


Figura 5.1 Mapa geológico Las Aradas 50K, según INIGEMM (2016c). En verde, las muestras de este estudio.

Con las observaciones petrográficas se determina protolitos gabroicos y basálticos para las rocas del sector de Las Aradas. Sin embargo, estas asociaciones petrográficas no coinciden completamente con la descripción *sensu strictu* de la Unidad Alao-Paute. La presencia de metagabros en la secuencia metavolcánica, nunca ha sido reportada previamente por ningún autor. En la Cordillera Real, litologías de este tipo y asociaciones de rocas ultramáficas (serpentinitas, peridotitas) se han restringido al Complejo Ofiolítico Peltetec (Litherland et al, 1994; Cochrane, 2013); la asociación petrográfica ígnea observada en la escama tectónica de Quilanga, coincide parcialmente con la descrita en la Unidad Peltetec, reconocida como una secuencia ofiolítica. Estudios petrográficos detallados en trabajos recientes (Reyes, 2006; Yáñez, 2016) describen a esta ofiolita como una secuencia metamorfozada compuesta predominantemente por metabasaltos cloritizados-serpentinizados de textura intergranular, ocasionales cuerpos gabroicos formados por labradorita y altos porcentajes de piroxeno uralitizado e importantes paquetes de sedimentos marinos metamorfozados.

Las rocas máficas de la hoja de las Aradas fueron caracterizadas geoquímicamente en el Grupo A de metaintrusivos (CO-016) y en el Grupo A de metavolcánicos. Las muestras presentan un contenido relativamente bajo (48-57%) de SiO₂, al igual que el contenido de álcalis (Na₂O+K₂O). Las bajas relaciones Nb/Y y Zr/Ti (elementos inmóviles), corresponden a protolitos de composición básica, confirmando las observaciones petrográficas. Las concentraciones de elementos trazas y tierras raras, forman patrones semiplanos, resultado de relaciones (La/Sm)_{CN} ≈ 1,15 y (La/Yb)_{CN} ≈ 1,65 ; evidencia de un bajo fraccionamiento de tierras raras ligeras (LREE). Todas las muestras no registran anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, características de rocas formadas por procesos de magmatismo en zonas de subducción. Los diagramas de clasificación petrográfica, tierras raras y discriminación geotectónica, sugieren fuertemente un protolito basáltico de afinidad MORB. La interpretación de los datos geoquímicos de este estudio contrasta totalmente con la obtenida por Litherland et al. (1994), Cochrane (2013) y Yáñez et al., (2017) para rocas de la Unidad Alao-Paute. Las características geoquímicas de este grupo de rocas son muy similares a las pertenecientes a la secuencia ofiolítica Peltetec (Figura 5.2).

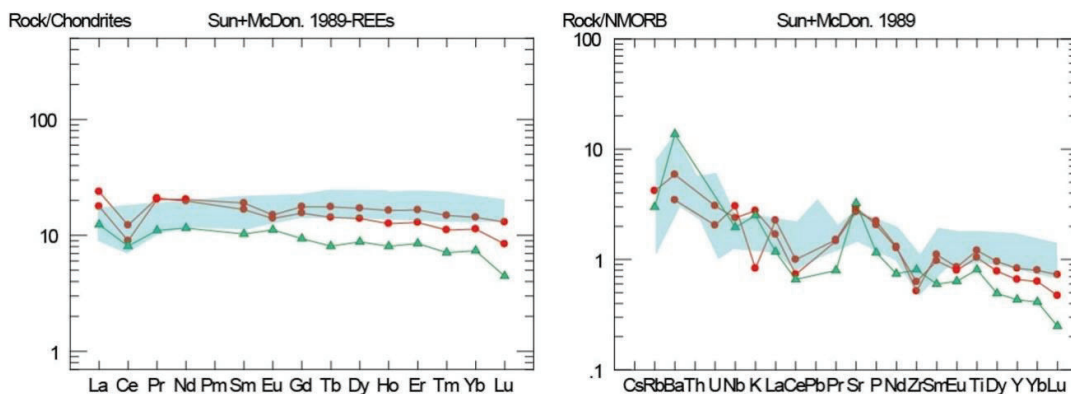


Figura 5.2(A) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la hoja de Las Aradas (CO-012, CO-017 en rojo y CO-016 en verde) y las rocas de la Peltetec, en azul (Cochrane, 2013; Yáñez et al., 2017). **(B)** Diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas de la hoja de Las Aradas (CO-012, CO-017 en rojo y CO-016 en verde) y las rocas de la Peltetec, en azul (Cochrane, 2013; Yáñez et al., 2017).

Por lo tanto, dada las características petrográficas y geoquímicas de las rocas de la hoja de Las Aradas determinadas en este estudio, la escama tectónica de Quilanga no correspondería a la Unidad Alao-Paute. La afinidad MORB de estas rocas, estaría relacionada a la Unidad Peltetec. Dicha escama cartografiada en este sector por autores previos, se podría reinterpretar como una continuación de la Unidad Peltetec hacia el sur de la Cordillera Real, mediante la falla Peltetec, que en este sector se acoplaría con el sistema de fallas Girón-Las Aradas (Litherland et al., 1994). Este sistema de fallas, es considerado un importante rasgo morfológico que marca el límite tectónico entre los terrenos Alao y Loja. Sin embargo, no se describen evidencias claras sobre esta relación tectónica. Spikings et al., (2014) explica el comportamiento más empobrecido de algunas rocas de la Unidad Alao-Paute, con la presencia de posibles bloques pertenecientes a la secuencia ofiolítica, exhumados tectónicamente mediante fallas internas. En este sector no se ha identificado ninguna evidencia de la presencia de este tipo de estructuras dentro de la secuencia, pero debido a la intensa actividad tectónica de la zona, no se descarta un posible mezclado tectónico.

5.2 REDEFINICIÓN DE LA UNIDAD QUEBRADA EL VOLCÁN

La Unidad Quebrada El Volcán fue definida por INIGEMM (2016b) durante el levantamiento geológico del sector suroccidental de la Hoja Loja Norte 50k y posteriormente estudiada más a detalle por Ortiz (2016). La secuencia metamórfica fue identificada en varios afloramientos ubicados a lo largo de las quebradas El Volcán y Mamanuma, así como también, en los kilómetros iniciales de la vía Loja-Zamora. El autor describe una secuencia metamorfozada en facies de esquisto verde, formada por metabasaltos, esquistos, metadioritas, filitas negras, metagrauwacas y niveles volcanoclásticos (Ortiz, 2016). Regionalmente, se interpreta un emplazamiento tectónico de la unidad entre secuencias paleozoicas y triásicas (Unidad Chigüinda y Tres Lagunas) a través de fallas con rumbo NE – SO. Esta interpretación está basada en netamente en rasgos morfológicos ya que cualquier posible evidencia se encuentra cubierta por una espesa vegetación. La interpretación geoquímica propuesta por Ortiz (2016), establece para la unidad, protolitos basálticos subalcalinos que presentan un claro enriquecimiento de elementos incompatibles LILE (Rb, Ba y Th), claras anomalías positivas en Pb y fuertes picos negativos en Nb y Ti: características típicas de rocas productos de magmatismo en zonas de subducción. Finalmente, mediante el uso de diagramas multielementales y diagramas de discriminación geotectónica, el autor realiza una comparación petrogenética entre las unidades Quebrada El Volcán y Alao-Paute, estableciendo su equivalencia y un ambiente de formación común.

En el presente estudio, las rocas de la Unidad Quebrada El Volcán fueron analizadas y tratadas de manera separada, con el objetivo de obtener y contrastar la mayor cantidad de información de cada tipo de litología. Las muestras DO-013 y DO-018 pertenecen a los afloramientos localizados en las quebradas El Volcán y Mamanuma, respectivamente. Estas muestras se caracterizan por la paragénesis plagioclasa+actinolita+clorita+biotita+cuarzo+epidota/clinozoisita, típica de rocas formadas en facies de esquistos verdes. Microtexturalmente presentan textura ígnea relictiva (DO-013) y nematolepidoblástica (DO-018). La información geoquímica corrobora la petrografía. Estas muestras han sido caracterizadas geoquímicamente en el Grupo A de metaintrusivos (muestra DO-

013) y en el litotipo de esquistos (muestra DO-018). Presentan bajos valores de SiO₂ (49-50%) y relaciones La/Yb ≈ 1 y La/Sm ≈ 0,64. Patrones planos, similares al N-MORB, denotan empobrecimiento de LREE con respecto a HREE y una total ausencia de anomalías negativas en Nb, Ti y Ta. Los diagramas de clasificación petrográfica y discriminación tectónica confirman la naturaleza primitiva de estas rocas. Por lo tanto, las rocas metamórficas asignadas a la Unidad Quebrada El Volcán que afloran en las quebradas nombradas al principio de este párrafo, fueron formadas a partir de protolitos básicos, de afinidad MORB y carácter subalcalino (Figura 5.3).

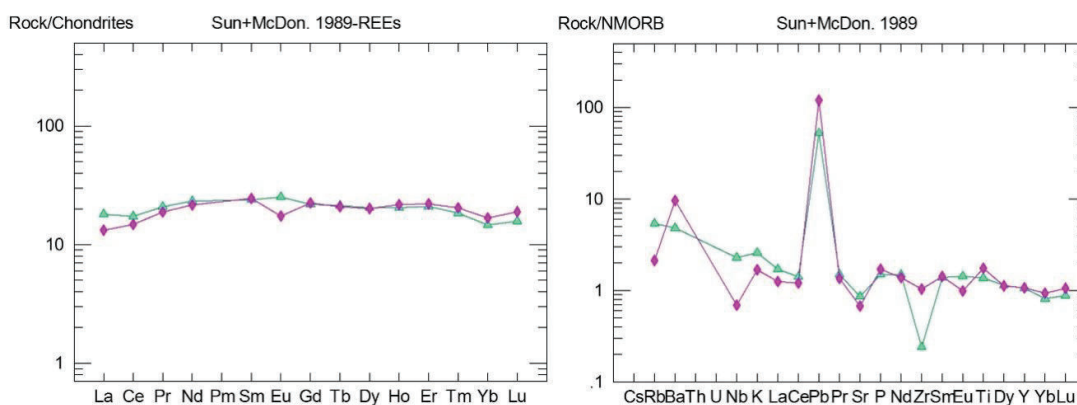


Figura 5.3. (A) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989) para las rocas DO-018 en violeta y DO-013 en verde, pertenecientes a la Unidad Quebrada El Volcán. **(B)** Diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para las rocas DO-018 en morado y DO-013 en verde, pertenecientes a la Unidad Quebrada El Volcán.

Las demás muestras obtenidas en el sector central de la hoja Loja Norte y en la vía Loja-Zamora, asignadas también a la Unidad Quebrada El Volcán por Ortiz (2016), fueron descritas en el litotipo de metavolcánicos. Las rocas están formadas por asociaciones minerales similares típicas de rocas metamorizadas en facies de esquistos verde, con la diferencia de que presentan evidencias de metamorfismo dinámico dominante. La conservación de las texturas originales es evidente y se desarrollan texturas hasta cataclásticas. Microestructuralmente presentan esquistosidad espaciada y microlitones. Algunos porfidoblastos muestran una cinemática dextral y sinistral producto de zonas de cizalla locales. Por observaciones microscópicas y texturales se pueden inferir protolitos de composición intermedia. En este estudio, dichas rocas fueron caracterizadas

geoquímicamente en el Grupo B del litotipo de metavolcánicos. Las rocas contienen porcentajes medios de SiO₂ (51-64%), presentando fuerte enriquecimiento de LREE con respecto a los HREE y relaciones $(La/Yb)_{CN} \approx 6,475$ y $(La/Sm)_{CN} \approx 2,53$. Marcados picos positivos en Ba, Rb, Sr y K, así como también, anomalías negativas en Nb, Ti y Zr, evidencias propias de rocas formadas por magmatismo en zonas de subducción (Figura 5.5). La discriminación tectónica y clasificación petrográfica a partir de elementos inmóviles, corroboran las conclusiones obtenidas mediante diagramas spider. Las rocas asignadas a la Unidad Quebrada El Volcán, que afloran en la vía Loja-Zamora, fueron formadas a partir de protolitos basálticos-andesíticos de afinidad calco-alcalina, coincidiendo parcialmente con el protolito determinado por Ortiz (2016).

A pesar que estos dos grupos de rocas, fueron asignados a una misma secuencia, muestran comportamientos geoquímicos totalmente diferentes, lo que podría implicar una génesis totalmente contraria. Las rocas máficas de la quebrada Mamanuma, por su naturaleza N-MORB, podrían estar más relacionadas rocas de corteza oceánica. La secuencia que describe Ortiz (2016) en este sector, podría ser la expresión típica de litologías pertenecientes a la Unidad Chigüinda, que incluye filitas negras hasta metagrauwacas (Litherland et al., 1994); y el cuerpo intrusivo máfico emplazado concordantemente podría ser un equivalente de la Unidad Monte Olivo. La relación estratigráfica con la Unidad Tres Lagunas, no es clara. Sin embargo, por las relaciones de campo y deformación en rocas metasedimentarias, esta relación podría ser tectónica. Por lo cual, los afloramientos de la quebrada Mamanuma posiblemente estén relacionados a una fina escama de la Unidad Chigüinda, intruida por un cuerpo máfico metamorfizado (muestra DO-013), equivalente a la Unidad Monte Olivo.

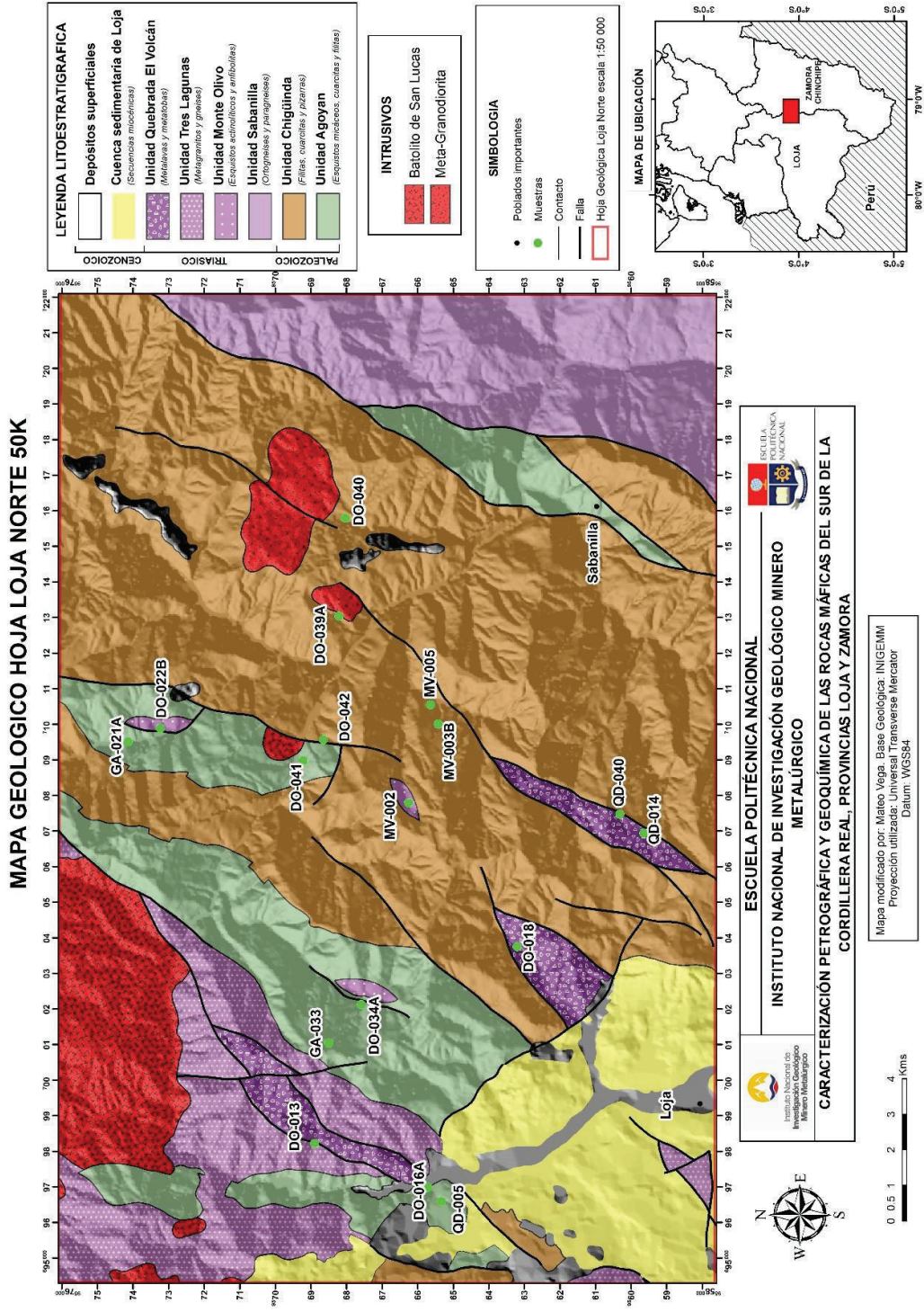


Figura 5.4 Mapa geológico hoja Loja Norte 50K, según INIGEMM (2016b).

Por otro lado, la secuencia descrita en la quebrada El Volcán está formada por filitas, metaglomerados y niveles litológicos con aporte volcánico, por lo cual, podría representar un cambio en la fuente de sedimentos, asociados a una fuente máfica de posible composición basáltica y empobrecida en LREE (MORB?), según muestran los resultados geoquímicos que arrojan estas rocas (muestra DO-018). Posiblemente estén relacionadas a las otras ocurrencias de esquistos de aporte máfico en la hoja Loja Norte y se discute brevemente su origen más adelante.

Según este estudio, no hay suficiente evidencia que las rocas metavolcánicas identificadas en el cerro Numa (muestras QD-040 y QD-014), sean una secuencia. Los niveles brechosos descritos por Ortiz (2016), podrían estar asociados a zonas de cizalla y fallas identificadas en este sector (Figura 5.4). Los cuerpos de rocas ígneas metamorizadas descritos dentro de la Unidad Quebrada El Volcán en esta localidad, pueden tratarse de intrusiones subvolcánicas que aprovechan discontinuidades, la esquistosidad de las rocas de la Unidad Chigüinda y zonas de debilidad provocadas por fallas, para emplazarse. Las texturas cataclásticas observadas (muestra QD-014), están expresadas en rocas más próximas a estas estructuras tectónicas, de marcado componente dextral, y serían la respuesta de procesos de reactivación. Además, la presencia de cuerpos intrusivos deformados de similar composición, descritos en este estudio (ver más adelante) y ubicados unos pocos kilómetros al norte, podrían ser la evidencia de un evento magmático/volcánico común, afectado por las mismas fallas regionales que modifican a las rocas del Cerro Numa.

5.3 CUERPOS METAINTRUSIVOS DE LA HOJA LOJA NORTE

Gracias al levantamiento geológico de INIGEMM (2016b), se logró identificar cuerpos intrusivos no reportados anteriormente, de dimensiones importantes (2km^2 hasta 10km^2) ubicados en el sector nororiental de la ciudad de Loja. Fueron descritos como rocas de composición ácida, que intruyen a la secuencia paleozoica de la Unidad Chigüinda (Figura 5.4). La textura primaria de estas rocas ha sido modificada por procesos intensos de deformación provocada por la

presencia de fallas NNE-SSW cartografiadas en este sector. No se completaron estudios geoquímicos por lo cual nunca se comprobó o determinó su origen.

El estudio microscópico que propone este proyecto, distingue una asociación mineral común en estas rocas dada por plagioclasa intermedia + hornblenda + biotita + cuarzo + moscovita + clinozoisita. El metamorfismo dinámico predomina, producto del cual se desarrollan microtexturas cataclásticas hasta miloníticas. Los porfiroclastos pre-cinemáticos y micafish, marcan una dinámica dextral, mayoritariamente. Evidencias de procesos de recristalización dinámica y el desarrollo de texturas miloníticas, indicarían condiciones de alta presión.

Las características geoquímicas de estos cuerpos intrusivos han sido descritas en el Grupo B del litotipo metaintrusivos. Presentan contenidos relativamente medios de SiO₂ (53-65%), propios de rocas andesíticas. En los diagramas spider exhiben un fuerte enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE), formando pendientes negativas producto de relaciones de $(La/Yb)_{CN} \approx 7,67$ y $(La/Sm)_{CN} \approx 2,52$, típicas de rocas formadas en arcos volcánicos. Altas concentraciones de LILE (K y Pb) podrían representar contaminación crustal o la posible movilidad de estos elementos en condiciones bajas de metamorfismo. Las anomalías negativas en Nb, Zr y Ti, sugerirían un origen asociado a magmatismo de arco (Figura 5.5). Sin embargo, los diagramas de clasificación petrográfica basados en elementos mayores y elementos inmóviles, discrepan entre sí con respecto a la naturaleza del protolito. En base a todo lo descrito y los diagramas de discriminación tectónica, se establecen protolitos básicos de afinidad calco-alcalina, para los cuerpos intrusivos deformados de la hoja Loja Norte. Como se mencionó en párrafos anteriores, podrían estar asociadas a los cuerpos metavolcánicos de la vía Loja-Zamora, incluidos en la Unidad Quebrada El Volcán. Posiblemente, son la expresión de la fase intrusiva del mismo evento magmático.

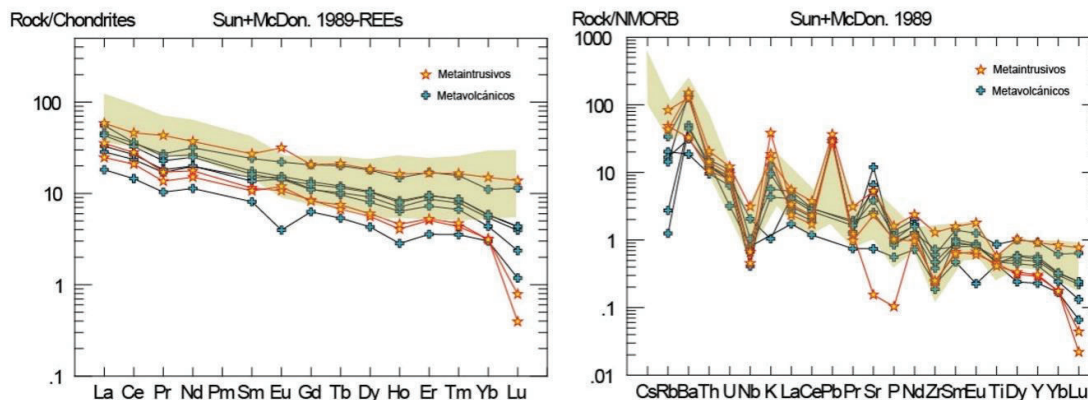


Figura 5.5 (A) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989) para los metavolcánicos de la vía Loja-Zamora, asignados a la Unidad Quebrada El Volcan y los cuerpos metaintrusivos de la hoja Loja Norte. En marrón, rocas de la Unidad Alao-Paute (Cochrane, 2013) **(B)** Diagrama multielemental normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) para los metavolcánicos de la vía Loja-Zamora, asignados a la Unidad Quebrada El Volcán y los cuerpos metaintrusivos de la hoja Loja Norte. En marrón, rocas de la Unidad Alao-Paute (Cochrane, 2013).

Este evento magmático/volcánico, geoquímicamente presenta características típicas de rocas de afinidad calco-alcalina. Los diagramas de discriminación tectónica Zr vs Ti según Pearce y Cann (1973), determinan una afinidad de toleitas de arco de islas, coincidiendo con la interpretación de Ortiz (2016). Rollinson (1993) y Wilson (2007) mencionan que la aplicación de estas herramientas petrogenéticas debe ser realizada con cierta precaución y debe preferirse una comparación con rocas de composición conocida, como el N-MORB (Figura 5.5A). Debido a que la afinidad geoquímica de la Unidad Alao-Paute es ciertamente ambigua, no se puede descartar que este evento magmático pueda estar ligado al magmatismo del Arco Alao (Ortiz, 2016). A su vez, estos cuerpos podrían estar relacionados a un evento magmático y tectónico mucho más joven. Este estudio considera la segunda alternativa como la más posible. Un estudio geocronológico podría esclarecer totalmente el origen de estas rocas máficas.

Resulta muy difícil estimar una edad de intrusión, ya que la roca caja son secuencias metasedimentarias paleozoicas (posible edad post cretácica?). Para corroborar la relación cogenética entre metavolcánicos y metaintrusivos se usó un diagrama binario Ce vs La. Esta relación es un buen discriminante para relacionar rocas de procesos petrogenéticos comunes. En el diagrama se observa una

excelente correlación y se comprueba el origen común de estos dos grupos de rocas, en la hoja de Loja Norte (Figura 5.6).

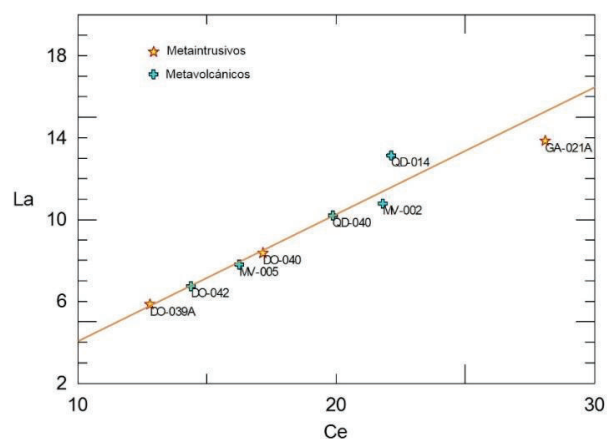


Figura 5.6. Diagrama binario Ce vs La, para las muestras de la Unidad Quebrada El Volcán que afloran en la vía Loja-Zamora y los cuerpos metaintrusivos de la hoja Loja Norte.

5.4 ESQUISTOS VERDES DE LA HOJA LOJA NORTE

Muestras pertenecientes a afloramientos de escamas poco extensas (10 m hasta 500m), ubicados, al noreste y norte de la ciudad de Loja. La presencia de estas rocas fue omitida e incluida en las secuencias paleozoicas de Agoyán y Chigüinda (Litherland et al., 1994). INIGEMM (2016b), identifica estos afloramientos y los asigna a la Unidad Monte Olivo (Figura 5.4). Estos cuerpos se encuentran emplazados en forma concordante a la esquistosidad principal (S_1) de las secuencias paleozoicas, generalmente en contacto transicional con esquistos biotíticos. La deformación observada en estos afloramientos incluye el desarrollo de un clivaje de foliación (S_1) afectado por un clivaje de microcrenulación (S_2) que a veces genera pliegues en Z.

Mineralógicamente, las rocas están formadas por asociaciones minerales de facies de esquistos verdes. La paragénesis es albita + actinolita + clorita + biotita + cuarzo + epidota \pm turmalina \pm granate. Evidencias microtexturales y mineralógicas, como la conservación del S_0 en varias muestras y los límites entre granos, determinan un origen volcanosedimentario para el protolito (con la excepción de la muestra DO-018). Por lo tanto, la aparición de granate en estas rocas, no sería nada excepcional y al contrario, es muy común en rocas pelíticas

en bajos grados de metamorfismo (Bucher y Grapes, 2011). El origen de los altos porcentajes de turmalina, no es detrítico. Más bien, estarían asociados a procesos hidrotermales que además, están ligados a venas de cuarzo y sulfuros presentes en varias muestras. Además de los protolitos volcánicos conocidos para esquistos verdes, paragénesis minerales típicas de estas facies pueden ser producto del metamorfismo de sedimentos con algún aporte volcánico y tobas (Bucher y Grapes, 2011).

Geoquímicamente, estas muestras rocas presentan valores medianamente altos de SiO_2 (48,93-61,16%). El análisis de elementos traza y tierras raras para determinar la fuente de estas rocas muestra valores de relaciones $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} \approx 1,44$ y $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{CN}} \approx 1,31$, marcando un ligero empobrecimiento tierras raras ligeras (LREE) con respecto a las tierras raras pesadas (HREE). La mayoría de muestras presenta concentraciones medias en LILE (Rb, Ba) y no se observan claras anomalías negativas en Nb, Ta o Ti (excepto en la muestra QD-005). La anomalía negativa de Zr, es relacionada al fraccionamiento de magnetita, zircón y anfíbol; fases identificadas en el análisis microscópico. Los valores bajos en razones de elementos inmóviles (La/Sc, Th/Co), determinan una posible fuente máfica de material detrítico ligeramente empobrecida en LREE.

Son el grupo de rocas del cual se tiene el mayor grado de incertidumbre sobre su origen y protolito, debido a la deformación que presentan, composición mineral y relaciones estratigráficas. Litherland et al., (1994) menciona que en general, las rocas verdosas con aporte volcánico son casi inexistentes en secuencias paleozoicas (Unidades Chigüinda y Agoyán) y determina una fuente estrictamente continental para estas secuencias metasedimentarias. La edad de Unidad Chigüinda ha sido obtenida mediante esporas post-Silúricas (Litherland et al., 1994), por lo que no existen edades confiables.

Litologías paleozoicas equivalentes a las de la Cordillera Real en Colombia están representadas por esquistos y gneises derivados de un arco continental Ordovícico. En Perú, el Complejo Marañón de la Cordillera Oriental fue derivado de un arco magmático y cinturón metamórfico, de edad ordovícica (Chew et al., 2007). En Ecuador, no hay evidencias de la continuación de esta actividad magmática pre-paleozoica. Las evidencias de campo sugerirían que las rocas de

este estudio pertenecen a la misma secuencia paleozoica de Agoyán y Chigüinda, pero el innegable aporte volcánico que presentan, podría ser evidencia de volcanismo pre-paleozoico?, correlacionable con las litologías de las Cordilleras Orientales y Central de Perú y Colombia, respectivamente. Lastimosamente, la extensión de los afloramientos no permiten realizar conclusiones certeras, por lo que, a fin de evitar sobreinterpretaciones, este estudio sugiere que el origen de estas rocas responde a variaciones muy locales del protolito de las secuencias paleozoicas.

5.5 ANFIBOLITAS DE LA UNIDAD SABANILLA

Todos los cuerpos máficos de anfibolitas emplazados en el Terreno Loja, fueron incluidos en la Unidad Monte Olivo (Litherland et al., 1994). Esta unidad es descrita petrográficamente como esquistos anfibólicos asociados a una paragénesis hornblenda + cuarzo + calcita + epidota + biotita (facies esquistos verdes?). Se describen también, rocas con texturas intrusivas relictas con asociaciones minerales similares.

Las muestras de anfibolitas de este estudio provienen de cuerpos anfibolíticos emplazados principalmente en la Unidad Sabanilla (Figura 5.7) y están formadas por la paragénesis plagioclasa (andesina a labradorita) + hornblenda + titanita ± biotita ± clinozoisita; asociación mineral típica de rocas formadas en facies de anfibolitas. Las rocas que incluyen piroxeno en la paragénesis ya descrita, podrían haberse formado en mayores condiciones de presión y temperatura, alcanzando facies de granulitas (Spear, 1995; Bucher y Grapes, 2011).

Evidencias de procesos de retrometamorfismo son el reemplazamiento de biotita por hornblenda, coexistencia de actinolita y hornblenda, alteración de plagioclasa a clinozoisita y coronas reaccionales de titanita rodeando a ilmenita. Estudios petrográficos previos en las rocas de la Unidad Monte Olivo, no reportan la presencia de piroxeno ni titanita, solo en sus equivalentes metamórficos del complejo máfico de Piedras del Oro (Aspden, et al., 1995). Además, en este estudio no se han observado texturas ígneas relictas (Litherland et al., 1994).

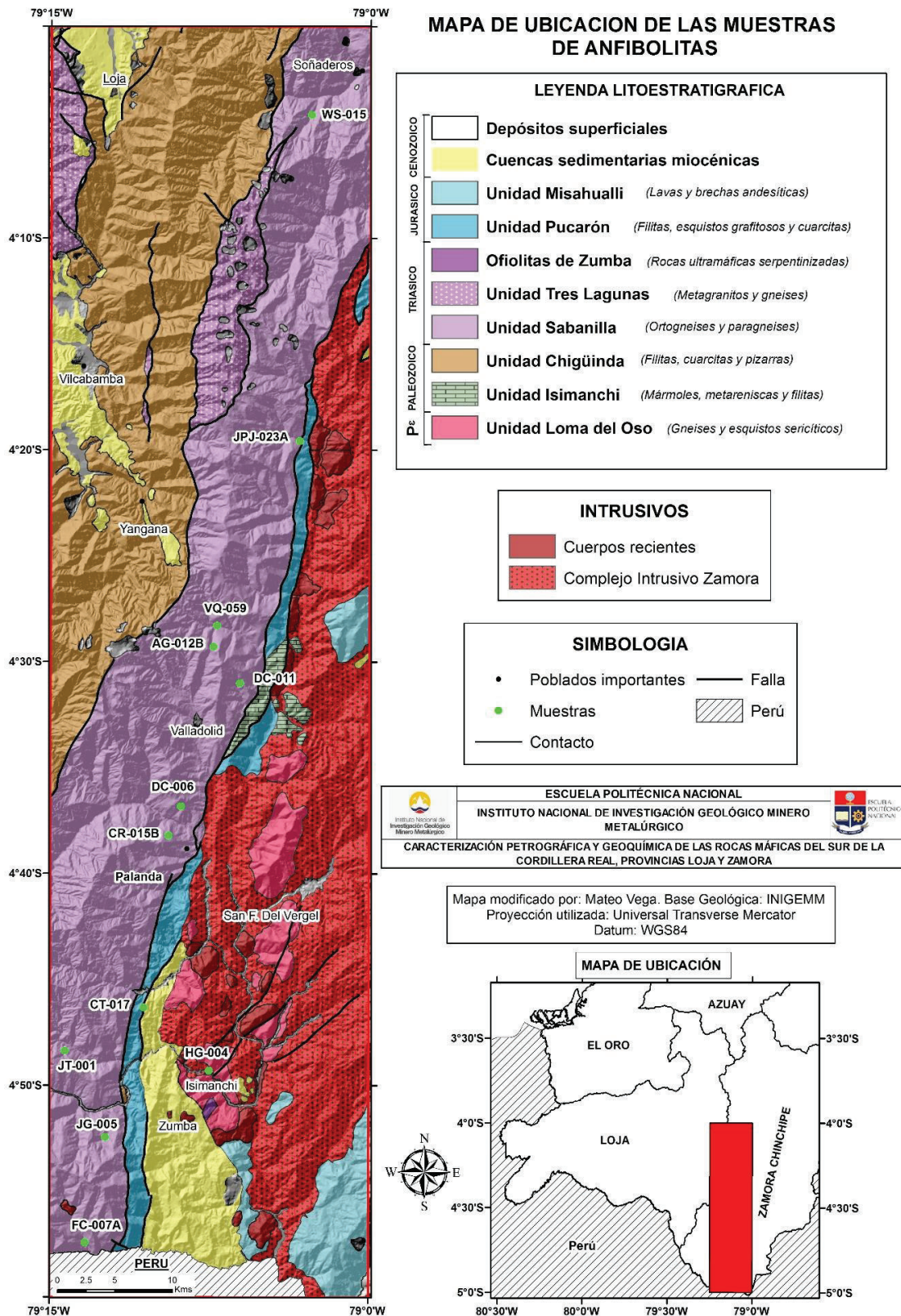


Figura 5.7 Mapa de ubicación de las muestras de anfibolitas. Base geológica según INIGEMM (2016e; 2016f; 2016g)

Geoquímicamente, las anfibolitas de este estudio presentan bajos valores de SiO_2 (44,04-51,54%), un ligero empobrecimiento en LREE con respecto a los HREE y relaciones (La/Sm) , $(\text{La}/\text{Yb}) < 1$. De forma contraria, algunas muestras presentan concentraciones enriquecidas en LREE y HFSE, así como también presentan tenues anomalías negativas en Nb y Ti. En general, el comportamiento geoquímico de las anfibolitas corresponde con afinidades MORB y E-MORB. Tanto como los diagramas de discriminación geotectónica y clasificación petrográfica corroboran estas observaciones y sugieren un protolito común: basaltos tipo MORB (E-MORB y N-MORB) y BAAB, con afinidad subcalcina/toleítica. Mismas características geoquímicas se observan en los análisis geoquímicos de Cochrane (2013) para la Unidad Monte Olivo (Figura 5.8). Sin embargo, un aspecto que no coincide son las fuertes anomalías negativas en Ce.

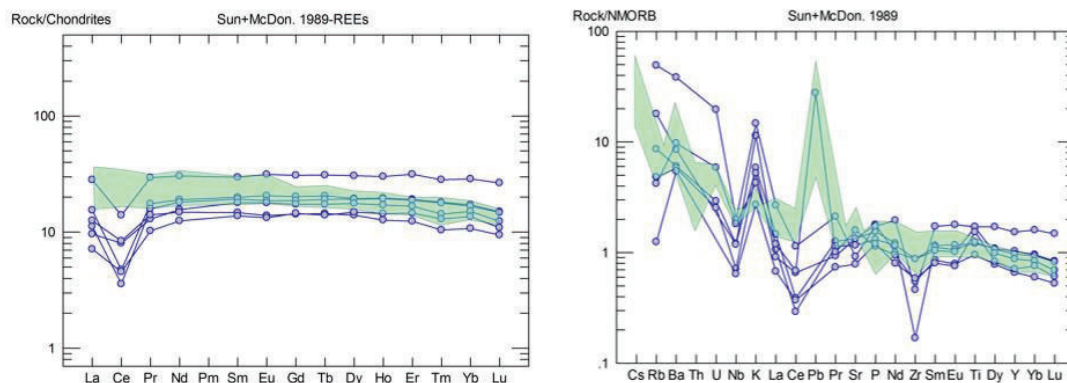


Figura 5.8. (A) Diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Sun y McDonough, 1989) para las anfibolitas de este estudio (en azul) y las rocas de la Unidad Monte Olivo (Cochrane, 2013), en verde. (B) Diagrama multielemental normalizado a N-MORB para las anfibolitas de este estudio (en azul) y las rocas de la Unidad Monte Olivo (Cochrane, 2013), en verde.

Según Patoka (1987), la anomalía negativa en Ce está presente en el agua de mar y por lo tanto está relacionada a cualquier interacción (hidrotermalismo o alteración) entre rocas volcánicas y este fluido. Neal (1989) y Meen (1990), coinciden con estas hipótesis. Sin embargo, este último autor propone que la anomalía negativa en Ce provee fuertes argumentos de que las rocas fueron generadas por magmas que incluyeron material sometido a condiciones de oxidación propias de ambientes supracrustales.

Descartando posibles errores analíticos, las anomalías negativas en Ce presentes en las anfibolitas de este estudio, pudieron haber sido heredadas de las rocas caja (litologías originadas en ambientes supracrustales), al momento de la intrusión. Las anomalías negativas en Nb, Ta y Ti, así como también la diferencia en el enriquecimiento en elementos incompatibles observada en ambos grupos de anfibolitas y observada también en las rocas de la Unidad Monte Olivo, puede ser explicada de dos maneras: 1) los basaltos de regiones tras-arco (BAAB) son progresivamente reemplazados por basaltos más empobrecidos (MORB) durante la extensión de una zona tras-arco. La corteza continental se adelgaza causando que la astenósfera ascienda y se funda por decompresión, resultando en intrusiones basálticas progresivamente más empobrecidas en elementos incompatibles; 2) la diferencia del comportamiento geoquímico en las anfibolitas de la Unidad Monte Olivo puede ser respuesta de una reducción del componente crustal al momento del emplazamiento del basalto (Cochrane, 2013).

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

- La clasificación en litotipos que propone este estudio permitió la generación de la mayor cantidad de información petrográfica y geoquímica de todas las rocas, y consecuentemente sirvió para realizar interpretaciones regionales más acertadas, a pesar de la limitada información de campo.
- Las anfibolitas pertenecen a cuerpos máfico de la Unidad Sabanilla y presentan la paragénesis plagioclasa (andesina a labradorita)+hornblenda + titanita \pm biotita \pm clinozoisita \pm piroxeno. Geoquímicamente, presentan bajos valores de SiO₂ (44,04-51,54%), un empobrecimiento en LREE y relaciones (La/Sm), (La/Yb) <1. El comportamiento geoquímico de las anfibolitas sugieren un protolito basáltico tipo MORB (E-MORB y N-MORB) y BAAB, con afinidad subcalina/toleítica; características que comparte con la Unidad Monte Olivo, por lo cual, las anfibolitas caracterizadas en este estudio pueden incluirse en dicha unidad.
- Las rocas pertenecientes a la escama tectónica de Quilanga en la hoja de Las Aradas, corresponden a metabasaltos y metagabros con asociación mineral típica de facies de esquistos verdes (plagioclasa actinolita + clorita + clinozoisita \pm biotita). La geoquímica corrobora la petrografía y determina contenidos bajos de SiO₂ (48-57%), relaciones Nb/Y y Zr/Ti bajas y relaciones (La/Sm)_{CN} \approx 1,15 y (La/Yb)_{CN} \approx 1,65 correspondientes a un protolito basáltico de afinidad MORB. Las características geoquímicas de este grupo de rocas son muy similares a las pertenecientes a la secuencia ofiolítica Peltetec. Por lo cual, este estudio propone la continuación de la Unidad Peltetec hacia este sector, previamente relacionada a la Unidad Alao-Paute.
- Las rocas de la Unidad Quebrada El Volcán se caracterizan por la paragénesis plagioclasa+actinolita+clorita+biotita+cuarzo+epidota/clinozoisita, típica de rocas formadas en facies de esquistos verdes. Las muestras DO-013 y DO-018, obtenidas en las quebradas Mamanuma y El Volcán, presentan bajos valores de SiO₂ (49-50%) y relaciones La/Yb \approx 1 y La/Sm \approx 0,64, formando patrones planos,

similares al N-MORB, y una ausencia de anomalías negativas en Nb, Ti y Ta. Por lo tanto, estas rocas fueron formadas a partir de protolitos básicos, de afinidad N-MORB y carácter subalcalino. La muestra DO-013 puede representar un cuerpo intrusivo máfico equivalente de la Unidad Monte Olivo. Mientras que la muestra DO-018 y su asociación litológica podría estar relacionada a las ocurrencias de esquistos de aporte máfico en la hoja Loja Norte. Las demás muestras obtenidas en el sector central de la hoja Loja Norte y en la vía Loja-Zamora, asignadas también a la Unidad Quebrada El Volcán, están formadas por asociaciones minerales similares típicas de rocas metamorizadas en facies de esquistos verde, con marcado metamorfismo dinámico. Geoquímicamente, presentan valores intermedios de SiO₂ (51-64%), y fuerte enriquecimiento de LREE y anomalías negativas en Nb, Ti y Zr. Fueron formadas a partir de protolitos basálticos-andesíticos de afinidad calco-alcalina y pueden tratarse de intrusiones subvolcánicas relacionadas a un evento magmático/volcánico, responsable también de la intrusión de los cuerpos metaintrusivos ubicados kilómetros más hacia el norte y que comparten las mismas características petrográficas y geoquímicas. No se descarta que este evento magmático de afinidad calco-alcalina puede estar ligado al magmatismo del Arco Alao, sin embargo, este estudio, le asigna una edad post-cretácica.

- Los esquistos caracterizados en este estudio pertenecen a varios afloramientos poco extensos (10 m hasta 500m), ubicados al noreste de Loja. Las rocas están formadas por la paragénesis albita + actinolita + clorita + biotita + cuarzo + epidota ± turmalina ± granate, asociaciones minerales de facies de esquistos verdes. Evidencias microtexturales y mineralógicas determinan un posible origen volcanosedimentario. Por otro lado, presentan valores medianamente altos de SiO₂ (hasta 61%) y relaciones $(La/Yb)_{CN} \approx 1,44$ y $(La/Sm)_{CN} \approx 1,31$, producto de un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE). Las relaciones La/Sc, Th/Co usadas como discriminantes de fuente en rocas metasedimentarias, sugieren una posible fuente máfica de material detrítico. Cabe recalcar que es necesario un mayor número de muestras analizadas para evitar sobreinterpretaciones. Las evidencias de campo, deformación y relaciones estratigráficas sugieren que estas rocas máficas pertenecen a las secuencias

paleozoicas de origen continental (unidades Agoyán y Chigüinda). El aporte volcánico identificado en estas muestras podrían ser evidencia de volcanismo pre-paleozoico, sin embargo al no existir ninguna evidencia de actividad volcánica más antigua que el Paleozoico en ninguna parte del Ecuador (si hay evidencias en Colombia y Perú) y debido a la limitada extensión de estas ocurrencias, este estudio sugiere que el origen de estas rocas responde a variaciones locales del protolito en la estratigrafía paleozoica.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ahmad, I., Mondal, M. E., y Satyanarayanan, M. (2016). Geochemistry of Archean metasedimentary rocks of the Aravalli craton, NW India: Implications for provenance, paleoweathering and supercontinent reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 126, 58-73.
- Anzil, P., y Martino, R. D. (2012). Petrografía y Geoquímica de las Anfibolitas del Cerro La Cocha, Sierra Chica, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69, 2, 263-274.
- Aspden, J. A., Bonilla, W., y Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 1-62.
- Aspden, J., y Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Elsevier Science Publishers B.V.*, 187-204.
- Aspden, J., Fortey, N., Litherland, M., Viteri, F., y Harrison, S. (1992). Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: Possible remnants of the breakup of western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 123-132.
- Best, M. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology* (Segunda ed.). Turin: Black Well Publishing.
- Bohlen, S. R., y Liotta, J. J. (1986). A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology* 27, 1025-1034.
- Bruet, F. (1987). Los xenolitos en las lavas de los volcanes de Quito, Republica del Ecuador. *Politécnica (Quito)*, XII (2), 113-128.
- Bucher, K., y Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* (Octava ed.). New York: Springer.
- Cabanis, B., y Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences, Série 2*, 2, 2023-2029.
- Caicedo, K., y Guarín, E. (2011). *Geología y Petrología de las Rocas Metamórficas del sector comprendido entre las Bahías de Gaira y Taganga, Provincia Tectónica de Santa Marta, Colombia*. Bucaramanga: Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander.
- Cantalamesa, G., y Di Celma, C. (2004). Origin and chronology of Pleistocene marine terraces of Isla de la Plata and of flat, gently dipping surfaces of the southern coast of Cabo San Lorenzo (Manabí-Ecuador). *Journal of South American Earth Sciences*, 633-648.

- Chew, D., Kosler, J., Spikings, R., Gutjhar, M., Whitehouse, M., Schaltegger, U., y Miskovic, A. (2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *GSA Bulletin*, 119, 697-711.
- Cochrane, R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. *UNIVERSITÉ DE GENEVE*.
- Condie, K. C. (1993). Chemical composition and evolution of upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, 104, 1-37.
- Cullers, R. L. (2002). Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191, 305-327.
- Egüez, A., Aspden, J., Báez, N., Beate, B., Benítez, S., Jaillard, E., y Van Thournot, F. (1993). *Mapa Geológico de la República del Ecuador, Escala 1:1 000.000*. Quito: CODIGEM, BGS.
- Floyd, P. A., y Winchester, J. A. (1975). Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet Science Letters*, 27, 211-218.
- Giraldo, M. I. (2010). *Esquema Geodinámico de la parte Noroccidental de la Cordillera Central de Colombia*. Medellín: Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.
- Gutscher, M. A. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 255-270.
- INIGEMM. (2016a). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Las Juntas escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016b). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Loja Norte escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016c). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Las Aradas escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016d). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Gonzanamá escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016e). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Yangana escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.
- INIGEMM. (2016f). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Valladolid escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.

- INIGEMM. (2016g). *Memoria Técnica de la Hoja Geológica Zumba escala 1:50.000*. Quito-Ecuador.
- Irvine, T., y Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canada Journal Earth Sciences* 8, 523-548.
- Jaillard, E., Bengston, P., y Dhondt, A. (2005). Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 307-323.
- Kennerley, J. (1973). Geology of Loja Province, southern Ecuador. *Unpublished Report*, 23-24.
- Le Bas, M. j., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A., y Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermúdez, A., y Viteri, F. (1987). *Primer Informe Anual. Proyecto de Investigación Geológica de Cordillera Real*. Quito: INEMIN - BGS.
- Litherland, M., Aspden, J., y Jemielita, R. (1994a). *The metamorphic belts of Ecuador*. Keyworth, Nottingham: British Geological Survey, NERC.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermúdez, A., y Viteri, F. (1988). *Segundo Informe Anual. Proyecto de Investigación Geológica de Cordillera Real*. Quito: INEMIN - BGS.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermúdez, A., y Viteri, F. (1989). *Tercer Informe Anual. Proyecto de Investigación Geológica de Cordillera Real*. Quito: INEMIN - BGS.
- Litherland, M., Aspden, J., Clarke, M., Jemielita, R., Bermúdez, R., Viteri, F., . . . Silva, K. (1994b). Geological and metal occurrence maps of the southern Cordillera Real and El Oro metamorphic belts, Ecuador, escala 1: 500.000. Proyecto cordillera Real. Instituto Ecuatoriano de Minería (INEMIN), Corporación de desarrollo e investigación Geológico-Minero-Metalúrgico (CODIGEM) y British Geological Survey (BGS).
- Lonsdale, P., y Klitgord, K. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America*, 981-999.
- McLennan, S. M., Hemming, D. K., McDaniel, y Hanson, G. N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. En M. J. Johnson, y A. Basu (Edits.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments* (págs. 21-40). Geological Society of America Special Paper, 284.
- Meen, J. K. (1990). Negative Ce anomalies in Archean amphibolites and Laramide granitoids, southwestern Montana, U.S.A. *Chemical Geology*, 81, 191-207.

- Muecke, G. K., Pride, C., y Sarkar, P. (1979). Rare-earth Element Geochemistry of Regional Metamorphic Rocks. *Origin and Distribution of the Elements 2*, 449-464.
- Neal, C. R., y Taylor, L. A. (1989). A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: Evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1035-1040.
- Nieto, F. (1984). Determinación de cloritas en rocas metamórficas de bajo grado mediante propiedades ópticas. *Cuad. Geol 12, Universidad de Granada*, 5-15.
- Ortiz, D. (2016). *Caracterización Petrográfica y Geoquímica de la Unidad Quebrada El Volcán y su correlación con la Unidad Alao-Paute*. Trabajo de Fin de Master, Universidad de Huelva.
- Passchier, C. W., y Trouw, R. A. (2005). *Microtectonics* (Second ed.). Germany: Springer.
- Patocka, F. (1987). The geochemistry of mafic metavolcanics: implications for the origin of the Devonian massive sulfide deposits at Zlate Hory, Czechoslovakia. *Mineral. Deposita* 22, 144-150.
- Pearce, J. A. (1996). A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada*, 12, 79-113.
- Pearce, J. A., y Cann, J. R. (1973). Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined using Trace Element Analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- Pedoja, K., Dumont, J. F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J. Y., Ghaleb, B., . . . Labrousee, B. (2006). Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 1-21.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 10753-10770.
- Pratt, W. T., Figueroa, J., y Flores, B. (1997). Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 3°00' and 4°00'S. Quito, Ecuador: Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica, Informe N°1, Corporación de Desarrollo e Investigación Geológica, Minera y Metalúrgica, British Geological Survey, 96 p.
- Reyes, P. (2006). *El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas jurásicas de la Cordillera Real*. Quito, Ecuador: Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional.

- Reyes, P. (2009). Discusión sobre la evolución Jurásico-Cretácico de la Cordillera Real y el bloque Amotape. *Revista Politécnica* .
- Reynaud, C., Jaillard, E., Lapierre, H., Mamberti, M., y Mascle, G. (1999). Oceanic plateau island arcs of southwestern Ecuador: Their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *Tectonophysics*, 307, 235-254.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex, England: Longman Scientific y Technical.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 101-118.
- Siivola, J., y Schmid, R. (2007). *List of Mineral Abbreviations Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks*. British Geological Survey.
- Spear, F. S. (1995). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Washington, DC: Mineralogical Society of America.
- Spikings, R., Cochrane, R. V., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., y Beate, B. (2014). The geological history northwestern South America: from Pangea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province. *Gondwana Research*.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R.A. and Handler, R. (2005). Thermochronology of allochthonous terranes in Ecuador: Unravelling the accretionary and post-accretionary history of the Northern Andes. *Tectonophysics*, 195-220.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., y Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57-73.
- Sun, S., y McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En A. D. Saunders, y M. J. Norry (Edits.), *Magmatism in the Ocean Basins* (págs. 313-345). London: Geological Society.
- Taylor, S., y McLennan, S. (1985). *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., y Mora, H. P. (American Earth Sciences). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern. *Journal of South*, 15, 157-171.
- Trouw, R. (1976). Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador. Escuela Politécnica del Litoral. *Boletín Científico Tecnológico*, 35.
- Tschopp, H. J. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *AAPG Bulletin*, 37: 2303-2347.

- Vallejo, C., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., y Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America Memoir* 204, 197-216.
- Villares, F. (2010). *Estudio Geovulcanológico de la Zona Sur de la Caldera de Chacana, provincias de Napo-Pichincha*. Quito, Ecuador: Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional.
- Villares, F. (2012). *Geología y Geoquímica del Batolito de Zamora en la zona comprendida en las hojas geológicas escala 1:50.000 de Centro Shaime, Guayzimi, Paquisha, Los Encuentros y El Panguí (Ecuador)*. Trabajo de Fin de Master, Universidad de Granada.
- Wilson, M. (2007). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach* (Novena ed.). Dordrecht: Springer.
- Winchester, J. A., y Floyd, P. A. (1977). Geochemical Discrimination of Different Magma Series and their Differentiation Products using Immobile Elements. *Chemical Geology* 20, 325-343.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., y Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the Inter-Andean Depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, 5-19.
- Winter, J. D. (2014). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Essex, England: Pearson.
- Yáñez, E. (2016). *Caracterización e Interpretación Geológico-Estructural de las Secuencias Litotectónicas de la Cordillera Real entre las longitudes 78°34' y 78°30'O y las latitudes 1°40' y 1°50'S, al este de Chambo, Provincia de Chimborazo*. Quito, Ecuador: Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional.
- Yáñez, E., Quilachamín, V., y Reyes, P. (2017). Estudio Petrográfico y Geoquímico del Arco Alao (Cretácico **Inferior**) al Este de Chambo Provincia de Chimborazo: Implicaciones Geodinámicas. En A. Cabero, M. Zuñiga, J. Le Pennec, D. Narváez, M. Hernández, J. M. Nocquet, y F. V. Gómez, *Memorias VIII Jornadas en Ciencias de la Tierra* (págs. 31-36). Quito: Escuela Politécnica Nacional.

ANEXOS

ANEXO 1
FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA